

A villányi mezozoos rétegsor: visszatekintés új nézőpontból

Vörös Attila

Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár, MTA-MTM Paleontológiai Kutatócsoport, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.

The Mesozoic sedimentary sequences at Villány (southern Hungary)

Abstract

The article summarizes the 150 years' history of research on the Villány Mesozoic, with a focus on the Templom-hegy at Villány. Short descriptions are given of the formerly excellent outcrops (e.g. quarries, road cut, tunnel, boreholes) which four decades ago (when the author has started his studies at the location) were in good condition. Since then they have been badly damaged or covered. The retrospective parts of the article are followed by new data or descriptions which previously had not been fully documented. These include the geological sketch of the Templom-hegy; the detailed description, photographic documentation and redefinition of the Upper Triassic Mészhegy Formation; the description of the Pliensbachian Somssichhegy Formation and the Bathonian–Callovian Villány Formation. Several sedimentary parasequences were recognized in the Upper Triassic to Upper Jurassic formations exposed on the Templom-hegy: three fluvio-lacustrine, fining upward parasequences in the Late Triassic; one (or possibly two), marine, fining and deepening upward parasequences in the Early Jurassic; and a marine sequence, shallowing upward in the Late Jurassic. (The Middle Jurassic condensed sedimentation will be treated in detail in another paper.) The Late Triassic and Early Jurassic parasequences (of the Templom-hegy) were deposited in a westward tilted half-graben structure, where the repeated tectonic movements were responsible for the episodic and cyclic nature of the sedimentation. In the Middle Jurassic the palaeotectonic regime changed: the faulting ceased and the coherent territory started to sink uniformly. The Mesozoic subsidence history of the Villány area has close analogies in the contemporaneous blocks of the European inner shelf domain (e.g. Helvetic, Briançonnais, central Penninic, Czorsztyn, and High Tatric Ridges, Bihor autochthonous). Their shared features are the intensive subsidence which occurred in the Early and Middle Triassic; then a long interruption of subsidence in the Late Triassic to Middle Jurassic; this was followed by a renewed, rapid subsidence in the Late Jurassic. The interrupted subsidence was accompanied by erosion and the formation of half-grabens. This indicates that these territories belonged to a transpression-transension dominated zone in mid-Mesozoic times until the opening of the Valais–Magura oceanic belt.

Keywords: Villány, South Hungary, Mesozoic, Triassic, Jurassic, sedimentary cycles, palaeotectonics, subsidence history

Összefoglalás

A dolgozat jórészt a villányi Templom-hegy területére szorítkozva ismerteti a villányi mezozoikum közel 150 éves földtani kutatástörténetét. Rövid földtani leírást ad az egykor kitűnő feltárásokról (számos kőfejtő, útbevágás, alagút, mélyfúrások), melyek négy évtizede — a szerző kutatásainak kezdetén — még megfelelő állapotban voltak, jelenleg viszont alig tanulmányozhatóak. A retrospektív részeket új, vagy korábban nem megfelelő részletességgel ismertetett adatok és leírások követik: a Templom-hegy földtani felépítésének vázlata; a felső-triász Mészhegyi Formáció részletes leírása, fényképi dokumentálása és újradefiniálása; a pliensbachi Somssichhegyi Formáció és a bath–callovi Villányi Formáció leírása. A villányi Templom-hegyen feltárt felső-triász–felső-jura rétegsorban több üledékes félciklus (paraszekvencia) ismerhető fel: három késő-triász, folyóvízi–tavi, felfelé finomodó; egy (esetleg két) kora-jura, tengeri, felfelé mélyülő és finomodó; és egy késő-jura, tengeri, felfelé sekélyedő. (A középső-jura kondenzált képződményeket egy másik dolgozat tárgyalja részletesen.) A késő-triász és kora-jura paraszekvenciák (a Templom-hegyen) egy Ny felé dőlő aljzatú félárkok szerkezetben halmozódtak fel, melynek ismétlődő billenő mozgása idézte elő az üledékképződés epizodikus és ciklikus jellegét. A középső-jurában a paleotektonikai helyzet megváltozott: a vertikális mozgások megszűntek, és egységesen és gyorsan süllyedő terület alakult ki. A villányi terület mezozoos süllyedéstörténete az

európai self belsőbb zónájába eső területekével (Helvétikum, Briançonnais-zóna, középső Penninikum, Czorsztyn-hátság, Magas-Tátra, Bihari-autochton) vethető össze. Közös jellemzőjük az intenzív süllyedés a kora- és középső triászban, majd egy késő-triász–középső-jura süllyedésmentes intervallum, melyet a késő-jurában újra gyors süllyedés követ. A süllyedésmentes intervallumot félárkok keletkezése és erózió kísérte, ami arról tanúskodik, hogy ezek a területek a mezozoikum közepén csaknem 70 millió éven keresztül, a Valais–Magura óceáni sáv felnyílásig egy transzpressziós-transztenziós feszültségtérrel jellemezhető zónához tartoztak.

Tárgyszavak: Villány, mezozoikum, triász, jura, üledékciklusok, paleotektonika, süllyedéstörténet

Bevezetés

A villányi mezozoos rétegek már az 1800-as évek második felében magukra vonták a magyar geológusok figyelmét, ifj. LÓCZY (1915) monográfiájának megjelenése óta pedig nemzetközi hírnévre is szert tettek. Ennek egyik oka a csodálatos gazdagságú középső-jura ammonitesz-fauna, a másik pedig a villányi Templom-hegy különleges, hézagos és kondenzált, páratlanul jól feltárt rétegsora. A 19. és 20. század fordulójának évtizedeiben két nagy és több kisebb kőfejtőt nyitottak a Templom-hegyen, melyek szinte anatómiai részletességgel tárták fel az aprócska hegy szerkezetét és a mezozoos rétegsor főbb vonásait. Ennek ellenére, és azzal együtt is, hogy a Templom-hegy kőfejtői a magyar és külföldi geológusok „búcsútjáró helyei” közé kerültek, a mezozoos összetétel rétegtani értékelése néha heves vitákat váltott ki, egyes esetekben pedig súlyos, generációkon át öröklődő, hibás következtetésekre vezetett.

Számos nagy előd (a teljesség igénye nélkül: ifj. LÓCZY L., SZABÓ P., KASZAP A., RADWANSKI, A., SZULCZEWSKI, M.) működését követően, 1967-ben az a megtiszteltetés ért, hogy egyetemi szakdolgozati témaként kaptam ezt a csodálatos területet. Elsőrendű feladatom őslénytani jellegű volt, de a villányi Templom-hegy jura kagyló- és csigafaunájának feldolgozása mellett a tágabb terület földtani vizsgálatával és a rétegsor üledékföldtanával is foglalkoznom kellett. Elbűvölt a terület különleges földtani felépítése. GÉCZY Barnabás támogatásának köszönhetően kutatásaimat egyetemi doktori téma keretében is folytathattam; az 1970-ben megvédett disszertációm őslénytani (VÖRÖS 1971) és üledékföldtani (VÖRÖS 1972) eredményeit rövidesen publikáltam. Őslénytani (a villányi jura Bivalvia-faunára vonatkozó) eredményeim lezártak tekinthetők, a terület földtani értékelése azonban további elemekkel gazdagodott. Az akkori szedimentológiai eredményeim egy része talán ma is használható, a terület kora-mezozoos fejlődéstörténete azonban újraértékelést kíván.

Az elmúlt fél évszázadban a villányi mezozoos rétegsor sok tankönyvben és kézikönyvben szerepelt, általában összefoglaló és érintőleges jelleggel. Jómagam is számos hazai és nemzetközi földtani terepbejárást vezettem a villányi Templom-hegyen, de a vonatkozó tankönyv-fejezetek, vagy kirándulásvezetők szövege alig lépett túl a korábbi évtizedek, vagy az 1970-es évek földtani ismeretanyagán.

A jelen — összefoglaló és újraértékelő — dolgozat elkészítését elsősorban az indokolja, hogy pályám kezdetén számos olyan földtani adatot rögzítettem, melyeket akkori tudásom alapján nem voltam képes megfelelően értékelni,

és/vagy — részben terjedelmi korlátok miatt — nem állt módomban publikálni. Az egykori észleletek közreadása azért is fontos, mert az akkor létező feltárások — a tájsebek természetes gyógyulása során — mára csaknem tanulmányozhatatlanná váltak. Erős indíték számomra az is, hogy soha nem váltam hűtlenné egykori szakdolgozati területemhez, és — bár alkalmi geológizálásaim talán még a villányi mezozoos üledékképződésnél is epizodikusabbak voltak — az elmúlt négy évtized során számos új megfigyelést tettem. Az újraértékelés további indoka az, hogy a nemzetközi tudományos szemlélet — a villányihoz hasonló, analóg keletkezésű, hézagos és kondenzált rétegsorok üledékföldtani és fáciesértelmezése terén is — jelentős mértékben fejlődött.

Részben a fent leírtak miatt, ez a dolgozat a villányi Templom-hegy és szűkebb környezetének mezozoikumával foglalkozik és csak bizonyos esetekben tekint ki a Villányi-hegység más részeire. A szűk terület azonban tág földtörténeti következtetések levonására ad módot. A Templom-hegyen feltárt, alig kétszáz méternyi mezozoos rétegsor — üledékvastagság tekintetében — csupán töredékét képviseli a Villányi-hegység kétezer méternyi vastagságú, teljes mezozoos összetételének. Másként áll a dolog, ha a földtörténeti időt és eseményeket tekintjük. A templom-hegyi rétegsor a középső-triász végétől a késő-jura elejéig terjedő intervallumot fogja át, és így mintegy 70 millió év eseményeit tükrözi, ami a Villányi-hegység földtörténeti „record”-jának csaknem felét teszi ki. Ráadásul ez a 70 millió év a terület kora-mezozoos történetének legmozgalmasabb szakasza; ennek elemzése jelenti azt a kihívást, ami dolgozatomban elkészítésére ösztönzött.

A Templom-hegyen feltárt rétegsor újraértékelése ugyanakkor hézagpótló jellegű is, mert többre-kevésbé beilleszthető a Villányi-hegység triász (NAGY E. & NAGY I. 1976), illetve kréta (FÜLÖP 1966, CSÁSZÁR 2002) képződményeiről korábban készített nagyszabású monográfiák által felrajzolt földtani képek közé, és kiegészíti az azokban a művekben rekonstruált földtörténeti események sorát.

Megismeréstörténet

A villányi Templom-hegy — és voltaképpen az egész Villányi-hegység — mezozoos képződményeinek megismerése kezdetben a mecseki liász kőszénbányászat fellendüléséhez kapcsolódott.

Az egyik tényező az volt, hogy a Pécs környékén kitermelt kőszén a Dunán szállítható tovább. Ennek érdekében épült meg az 1850-es években a pécs–mohácsi

vasútvonal. Ekkor nyitották az első kőbányákat a Templom-hegyen, anyagnyerés céljából, hiszen a környező terület (a Villányi-víz és a Karasica-patak árterülete) komoly műszaki problémát jelenthetett a vasúti töltések építésekor. A későbbiekben létesült, további kőfejtők a geológusok vonzó célpontjává váltak.

A mecseki liász kőszéntelepek esetleges déli irányú folytatásának keresése volt a másik tényező, ami a geológusokat erre a területre vonzotta. PETERS (1862), bár szorosabban a Templom-hegyről nem tett említést, a Harsány-hegy „mintegy 140 öl” vastagságú, meredeken délre dőlő sötétszürke mészkőösszetét a középső-liászba sorolta, és a hasonló korú pécsváradai rétegsorral azonosította.

LENZ (1872) földtani felvételezéseit is részben a kőszéntekutatás motiválta. A Harsány-hegy mészkőösszetét — PETERSre hivatkozva — a középső-liászba tartozónak tekintette, ám végül is arra következtetett, hogy amennyiben az alsó liász kőszén ezen a területen egyáltalán előfordulna, csak komoly mélyfúrásokkal lehetne elérni. LENZ (l. c.) írt először a villányi kőbányákról. A vasútállomás melletti kőfejtő „első látásra vörös mészkőnek látszó” rétegeiről megállapította, hogy valójában világoskék, finomszemcsés és nagyon kemény anyagúak. A legnagyobb hatású felismerést egy „kissé beljebb fekvő” (nyilvánvalóan a Templom-hegy tetején levő) kőfejtőben tette, ahol a „Klaus-rétegekre jellemző”, „*Oppelia fusca*, *Stephanoceras ferrugineum* és *Phylloceras mediterraneum*” ammoniteszpéldányokat gyűjtött.

HOFFMANN K., aki a Magyar Királyi Földtani Intézet geológusaként 1874-ben végzett terepmunkát a Villányi-hegységben, alapvető jelentőségű észleléseit két évvel később tette közzé — magyar „évi jelentés” még nem lévén — a bécsi Földtani Intézet Verhandlungenjében (ahol a nevének két f-fel írták) (HOFFMANN 1876). HOFFMANN, alig egy oldalnyi írásában sokoldalúan elemezte az egész hegyvonulat geológiáját; állításainak jó része szinte máig is érvényes. Felismerte a hegység pikkelyes szerkezetét, és hogy a vonulat fő tömegét a „Muschelkalk” mészkő és dolomit alkotja. A liász teljes hiányára vonatkozó megállapítása elsősorban a Harsány-hegy vonatkozásában volt forradalmi, itt ugyanis a korábban teljes egészében liásznak tartott összletet a malmba sorolta és a dogger jelenlétét is kimutatta. Villányban, a dolomitra települő márgás, vasas, felső-dogger rétegekből sok ammoniteszt gyűjtött, és felismerte, hogy ez a faunás szint csak a hegység keleti részén van meg, és gyorsan kiékelődik. Természetesen tévedett is: jura Dicerasos mészkőnek minősítette a valójában kréta „Caprotinás” mészköveket. A magyar geológusok körében száz éven át megerősödő, hibás dogma forrásának tekinthető HOFFMANN-nak az a két rövid, elnagyolt megjegyzése, miszerint a villányi Templom-hegyen a „liász teljesen hiányzik”, és a dolomitra települő dogger ammoniteszes képződmény „néhány ölnyi vastagságú”.

Negyedszázados szünet után PÁLFY (1901) foglalkozott ismét a villányi Templom-hegy („Kirchberg”) földtanával. Részletes ismertetést adott a kőfejtőkről, és először közölte a hegy dőlésirányú szelvényrajzát. Ezen az antiklinális formáló „guttenteini” mészkő jelenléte feltételezésen ala-

pult és a későbbiekben nem igazolódott. A dogger rétegeket „szürkés-kék márgás és kvarcos mészkő”-ként írta le, melyek fölött, és a sárgásfehér malm mészkő alatt, 2–4 m vastagságú, vasrozsdás, ammoniteszes réteg települ. A szelvényrajzon is igen vastag dogger összletet ábrázolt, melynek felső szintjét elkülönítve, „kövületes réteg”-ként jelenítette meg. Részletes faunalistát közölt a HOFFMANN 1874-es gyűjtéséből származó dogger cephalopodákról, melyeket még HOFFMANN maga határozott meg és a Földtani Intézet gyűjteményében őriztek. A felsorolt 23 ammonitesz faj között jellemző bath és callovi fajok nevei is szerepeltek (pl. „*Oppelia aspidoides*, *Reineckia anceps*, *Peltoceras athleta*”).

A villányi kőbányák SCHAFARZIK (1904) nagy összefoglaló művében is megtalálhatók, de ezek a leírások a PÁLFY (1901) által adottaknál sokkal kevésbé informatívak; még a kőfejtők azonosítása sem egyértelmű. Megtudhatjuk viszont, hogy a templom-hegyi nagy kőfejtő Frigyes főherceg uradalmához tartozott, egy másik kőfejtőt pedig TAUSZIG D. bérelt. (Ő alighanem ahhoz a TAUSZIG családhoz tartozott, melynek egyik tagja TELEKI Zsigmond néven, mint a villányi szőlőművelés újateremtője vált híressé a századforduló filoxéra-járványát követően.)

TILL (1906) érdeklődését bizonyára a PÁLFY (1901) által közölt gazdag faunalista keltette fel a villányi lelőhely iránt. Az ifjú (akkor 27 éves) bécsi geológus rövid látogatást tett Villányban, ammoniteszeket gyűjtött és nagyon fontos földtani észleléseket közölt. A korábbiaknál részletesebb és pontosabb leírást adott a területen létező kőfejtőkről. A triász és jura rétegek között 10°-os diszkordanciát mért. A jura rétegsorról máig is elfogadható, pontos leírást adott. Sárgásszürke, meszes kötőanyagú homokkő, majd szürkés-kék „márga” nagyobb kavicsokkal, mely szürke, brachio-podákat tartalmazó mészkőbe megy át; erre vörösbarna agyagréteggel települ az ammonitesz-horizont, melyre a világos fedő mészkő következik. Az ammoniteszes réteget részletesen leírta, közzetani és tafonómiai szempontból is, határozottan utalva azokra a szerkezetekre, melyeket ma sztramatolitoknak tartunk. Megállapította, hogy az ammoniteszhorizont csapásban végig nyomozható a kőfejtőkben, és vastagsága 25–30 cm között változik, továbbá kijelentette, hogy ez egy alulról és felülről jól lehatárolt réteg, és biztos, hogy az összes leírt ammonitesz ebből a rétegből származik. Ez utóbbi nézete tévesnek bizonyult és utóbb komoly rétegtani buktatókhoz vezetett. (Dolgozata elején TILL keserűen említi, hogy a budapesti Földtani Intézetben lévő villányi ammoniteszeket nem adták át neki tanulmányozásra, ezért csupán saját kisebb gyűjtésére és LENZ korábbi anyagára támaszkodhatott. TILL „birodalmi” szemléletmódját viszont az jelzi, hogy villányi működése jogosságát és a budapesti ammoniteszek megszerzése iránti igényét azzal támasztja alá, hogy LENZ fedezte fel a villányi doggert, márpedig LENZ a „Reich”, vagy legalábbis a „Reichsanstalt” képviselőjében tette ezt.) Következő munkájában TILL (1907a) megállapította, hogy a villányi fauna tipikus bath formák mellett, túlnyomó többségben callovi fajokból áll. A LENZ által gyűjtött ammoniteszek közül TILL — kőzetanyag alapján — elkülönített néhány példányt

(„*Perisphict. lucingensis, Aspidoceras*”), melyek a fedő világos (malm) mészkőből származtak.

TILL munkájára PÁLFY (1907a) szinte azonnal, éles hangnemen reagált. Az éles hangnem vélhetőleg az említett féltékenységből fakadt; tudományos szempontból ugyanis aligha érhetne vád TILL (1906, 1907a) dolgozatait. PÁLFY (1907a) cikkében nem is közölt igazi újdonságot. Furcsa (talán gúnyosnak szánt) módon azt írta, hogy az ammoniteszes pad vastagsága 1900-tól 1906-ig 2–4 m-ről 25–30 cm-re csökkent. HOFMANNRA hivatkozva hangsúlyozta, hogy az ammoniteszes pad és fekvője azonos rétegtani szintbe tartoznak, továbbá bemutatott egy szelvényt, melyen a Templom-hegy nagy kőfejtőjében egy több méteres elmozdulású ellentett vetőt ábrázolt. TILL (1907b) gunyoros hangú válasza sem késett. Ebben sem találunk igazán érdemi új információt; az egyetlen kivétel a templom-hegyi kőfejtő szelvényrajza, melynek részletes leírását korábbi munkájában adta meg (TILL 1906). A szelvény mai ismereteink szerint is korrektnek mondható, és természetesen nem szerepel rajta a PÁLFY-féle ellentett vető. PÁLFY (1907b) viszontválaszában igyekezett lezárni a terméketlenné vált vitát.

TILL (1909, 1910–1911) tovább dolgozott villányi ammoniteszfaunáján, melyet — a budapesti anyag híján — a korábban a frankfurti Senckenberg Múzeumba került példányokkal egészített ki. Munkái elsősorban leíró őslénytani jellegűek voltak; rétegtani szempontból azonban figyelemre méltó, hogy a vékony ammoniteszes pad faunáján belül „Macrocephalenzona”, „Ancepszona” és „Athletazona” néven elkülönítette a callovi három zónáját.

A villányi Templom-hegy sztratifráiai megismerése szempontjából megemlíthető LÓRENTHEY (1907), aki a vasútállomási kőfejtő addig ősmaradványmentesnek ítélt rétegeiből — egyetemi hallgatói segítségével — *Lingula*, *Discina*, *Myophoria* és *Nothosaurus* példányokat gyűjtött.

Az 1910-es években ifj. LÓCZY L. működése adott új lendületet a villányi mezozoikum megismerésének. Első dolgozatában (LÓCZY IFJ. 1912) az egész Villányi-hegységet felölelő felvételezéseinek eredményeiről számolt be, földtani térkép és számos szelvény bemutatásával. A Templom-hegy (ifj. LÓCZY-nál „Mészhegy”) rétegsorából sok új őslénytani adatot közölt, hiszen ekkor már behatóan foglalkozott a gazdag fauna feldolgozásával. Rétegtani szempontból viszont inkább visszalépésnek mondható, hogy az „ammonitpadot” 1–1,5 méteres vastagságúként írta le, és a TILL (1910–1911) által zónákra tagolt faunát „keverékfaunának” értelmezte. Az „ammonitpad” fekvőjében jól feltárt, 10–12 m vastagságú, „kékecsszürke, kemény és bitumenes, néhol konglomerátos homokos mészkő” képződményt is részletesen leírta és különösebb indoklás nélkül „kallovien-cornbrash” névvel illette. Fontos felismerésként megjegyezte, hogy „e rétegek egyetlen egy közös fajt sem tartalmaznak a felettük fekvő kalloviennel”, és elterjedésük a Templom-hegyre korlátozódik. A „kallovien-cornbrash” és a triász dolomit között — egy akkoriban készült mélyútban — zöldes színű, márga tartalmú, laza homokkővet fedezett fel, melynek dőlését vízszintesnek észlelte, és részben ezért, „mediterrán” (miocén) korúnak vélte. A triász és jura rétegek

dőlése között 15–20°-os eltérést tapasztalt, amit tektonikus áttolódás eredményének vélt.

További munkáiban LÓCZY IFJ. (1913, 1915) aránylag keveset tett hozzá korábbi földtani észleléseihez. Hangsúlyozta, hogy a triász és a dogger közötti réteghiány nem tektonikus eredetű, hanem szárazföldi időszakot jelez. A callovi ammoniteszeket leíró nagy monográfiájának bevezetésében (LÓCZY IFJ. 1915) újra leírta a Templom-hegy rétegsorát. A „callovien ammonitesz-pad” vastagságát itt már 3 méterre tette, a fekvő, 12–16 m vastagságú összletet pedig „bradfordien és cornbrash rétegek” néven foglalta össze. Az alsó és felső kőfejtők közötti mélyútban feltárt, laza homokos összletről megállapította, hogy határozott rétegződése nincs, de látszólag a „bradfordi” homokkő-rétegek alá települ; ennek ellenére, továbbra is mediterrán, vagy pontusi korúnak vélte. E különös képződményre LÓCZY IFJ. (1945), már a Földtani Intézet igazgatójaként, még egyszer visszatért. Megfigyelte, hogy a vasútállomási és a felső, felhagyott kőfejtő között 1943-ban épült kis alagút „a triász és a kallovien-cornbrash rétegek közt 10 m vastag konkordánsan települő, szürke és tarka homokkőveket tárt fel”. Abból, hogy az általa továbbra is „mediterrán-korú”-nak tekintett képződmény a dogger fekvőjében van, arra következtetett, hogy a jura áttolódása a triász képződményekre fiatal korban játszódott le.

Bár a jelen dolgozat tárgya a mezozoikum, a villányi Templom-hegy földtani megismerésének történetéből nem maradhatnak ki KORMOS (1917, 1937) kainozoos gerinces paleontológiai témájú dolgozatai. Korábbi munkájában röviden, de jól azonosítható módon írta le a Templom-hegy („Kalkberg”) és a Somssich-hegy akkor létező kőfejtőit, és megállapította, hogy a csonttartalmú, preglaciális terra rossa hasadékköltések a callovi és az „oxford-argovi” mészkőben gyakoriak, míg az „anisusi kagylómész” repedéseiben megjelenő terra rossa nem tartalmaz csontokat. Későbbi munkájában (KORMOS 1937) informatív fényképeket közölt a „Kalkberg (Mészkőhegy”) Frigyes főherceg tulajdonát képező nagy kőfejtőjének keleti végén, a callovi és oxfordi rétegek határregiójában lévő hatalmas csontbreccsa toronyról („Rote Mandl”). A Somssich-hegyről készített, az egész Templom-hegyet mutató felvétele különösen figyelemre méltó, mert a kőfejtőknek lényegében ugyanazt az állapotát mutatja, amit akár ma is láthatnánk, ha a megerősödött vegetáció ezt meg nem akadályozná.

Az 1945-ös történelmi fordulat után, a déli szomszéd országgal kieleződött politikai viszony miatt, sokáig csak külön engedéllyel lehetett ezt a határközeli területet felkeresni. Ez tükröződik a „Magyarország földtana” első kiadásában (VADÁSZ 1953), ahol az ifj. LÓCZY korai munkáin alapuló összefoglalás olvasható.

A csaknem ugyanakkor megjelent két munka (STRAUSZ 1952, RAKUSZ & STRAUSZ 1953) sem új adatokról, hanem a szerzőknek az 1930-as években végzett terepmunkájáról számolt be. RAKUSZ & STRAUSZ (1953) műve korszakalkotónak (vagy inkább korszakzárónak) számít, mert első ízben adott átfogó és részletes földtani leírást a Villányi-hegységről. A templom-hegyi rétegsor értelmezésében

azonban csak annyiban léptek túl LÓCZY IFJ. (1915) véleményén, hogy a középső-triász dolomit és a dogger közötti diszkordanciát nem szerkezeti, hanem transzgressziós eredetűnek értelmezték. A „kallovi ammoniták pad”-ról viszont — tévesen — azt közölték, hogy az egykor 3 m vastagságú volt, de „a bánya művelése folyamán ... az egészet elhordták.”

ARCELL (1956) hatalmas összefoglaló művében megismerő helyet kapott a villányi jura. TILL (1910–1911) és LÓCZY IFJ. (1915) munkáira hivatkozva, ARCELL (1956, 190. old.) megerősítette a — 3 m vastagságúnak tekintett — ammoniteszes réteg középső- és késő-callovi korát, de felhívta a figyelmet a bath fajok és további problematikus ammoniták előfordulására is. A fedő mészkőösszetétel a felső-oxfordiba sorolta.

A villányi Templom-hegy földtani megismerésében új korszak kezdődött ifj. NOSZKY J. 1953-as és SZABÓ P. 1957-es — sajnos kéziratban maradt — munkáival. NOSZKY volt az első, aki a triász és az (akkor bath-nak vélt) jura képződmények közötti laza, homokos összletet a jura transzgresszió bevezető képződményének tartotta, és a callovi ammoniteszes padot a siklósi Rózsabánya-bányában is felismerte. SZABÓ P. egyetemi szakdolgozati téma keretében, 1957-ben vizsgálta újra a klasszikus lelőhelyet. Felmérte a templom-hegyi kőfejtőket. Részletes adatokat nyert a triász dolomit rétegsorból, de a legfontosabb eredmény az egykori „altáró”, a két nagy kőfejtőt összekötő bevágás szelvényének pontos felvétele és megrajzolása volt. Az ekkor jól feltárt laza összlet korának kérdésében nem foglalt állást, de felismerte, hogy a dolomitra nagyjából konkordánsan homokkő települ, ami tarka agyagba megy át, majd további két homokkőtest és tarka agyag következik, amelyek fölött észlelhető szögeltérés nélkül következik a jura rétegsor. Vizsgálatai nyomán, sajnos nem született önálló publikáció, de a legfontosabb eredményei — beleértve a Templom-hegyről rajzolt reprezentatív keresztelvény rajzot — VADÁSZ E. „Magyarország földtana” című könyvének második kiadásában kaptak méltó helyet (VADÁSZ 1960, 104, 151–153 old.).

Az ezután következő néhány év KASZAP A. nevével és munkáival fémjelvezhető. Először a Siklós környékén feltárt callovi ammoniteszes réteget írta le (KASZAP 1958), majd átfogó ismertetést adott a Villányi-hegység dogger rétegeiről, beleértve a templom-hegyi előfordulásokat is (KASZAP 1959, 1961). Itt, a callovi ammoniteszes pad közvetlen fekvőjéből SZABÓ P. által gyűjtött egyetlen ammonitát *Oppelia* cf. *aspidoides*-nek határozta, ami bizonyítani látszott a fekvő képződmény bath korát. A malm rétegek részletes, és hazánkban üttörő jellegű mikrofácies-vizsgálatáról készült dolgozataiban (KASZAP 1962, 1963) a templom-hegyi fehér malm mészkőről megállapította, hogy a callovi kissé agyagos felszínére éles határral települ; a legalsó egy méterében gyakoriak a *Globigerina*-félék, melyek följebb teljesen kimaradnak.

Az 1959-ben Budapesten rendezett „Mezozoós Konferencia” alkalmából NOSZKY J. foglalta össze a magyarországi juráról akkor rendelkezésre álló ismereteket. A két évvel később megjelent dolgozatban NOSZKY (1961) a

villányi Templom-hegyen feltárt homokos, tarka agyagos rétegeket a bath transzgresszió bevezető képződményének minősítette. A bath konglomerátumban „líász jellegű *Cardinia*” maradványt talált, amit a mecseki jellegű líászából áthalmozottnak tekintett. A callovi ammoniteszes padot 3 m vastagságúnak írta le.

KASZAP A.-nak köszönhető, hogy A. RADWAŃSKI, a kiváló lengyel kutató részletesen megvizsgálhatta a templom-hegyi lelőhelyet, ahol honfitárs kollégája J. ZNOSKO már korábban (minden bizonnyal az említett „Mezozoós Konferencia” kirándulásai alkalmával) felismerte a callovi réteg sztromatolitos jellegét. Ezután — M. SZULCZEWSKIVEL, aki igen járatos volt a Magas-Tátra és a krakkói jura hasonló sztromatolitos képződményeiben — két kitűnő dolgozatot készítettek (RADWAŃSKI & SZULCZEWSKI 1965, 1966). Megállapították — TILL (1906) után újra, helyesen — hogy a sztromatolitos, ammoniteszes réteg nem több méter, hanem mindössze 30 cm vastagságú. Felismerték, hogy határozottan háromszögletű: a középső, összefüggő sztromatolit-szőnyeg alatt az onkolitos bekérgezésű ammoniteszek dominálnak, felette ritkábbak az onkolitok. Felvetették, hogy Villány — a Magas-Tátrához hasonlóan — „geoantiklinális hátság” lehetett a jura időszak Tethysben. E munkák nemcsak az új felismerések és a csodálatos illusztrációk miatt nevezetesek, hanem azért is, mert a nemzetközileg akkor már fejlett karbonátszedimentológia és fáciesértelmezés első hírnökei voltak Magyarországon.

A Villányi-hegység kréta képződményeit ismertető, nagyszabású, és gazdagon illusztrált monográfiájában FÜLÖP (1966) a villányi Templom-hegyet nyilvánvalóan nem tárgyalta, tevékenysége mégis újabb fordulatot hozott a villányi jura kutatásában. A kréta fekvőjét képező jura rétegsor mélyebb részének jobb megismerése érdekében, FÜLÖP J. — a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) igazgatójaként — kutatóórkákat létesített a Harsány-hegyen és a templom-hegyi kőfejtő „altárói” részén. A rétegenkénti ősmaradványgyűjtést VIGH G. végezte 1962-ben. Az újonnan gyűjtött anyag és a MÁFI múzeumban fellelhető (jórészt LÓCZY által már vizsgált és leírt) jura kövületek korszerű feldolgozására GÉCZY B.-t kérte fel FÜLÖP J., így a hatalmas, főként ammoniteszekből álló gyűjtemény az ELTE Őslénytani Tanszékére került.

Új lehetőség nyílt a villányi jura sokrétű újrazvizsgálatára. GALÁCZ A. és jómagam, geológus hallgatókként, ezekben az években kezdtük el tudományos diákköri munkálkodásunkat GÉCZY B. irányításával. Kezdetként a callovi ammoniteszes pad belemnitesz-faunáját dolgoztuk fel és publikáltuk (GALÁCZ & VÖRÖS 1969). Szakdolgozati, majd egyetemi doktori feladatunként végeztem el a Villány környéki jura képződmények vizsgálatát és a kagylófauna feldolgozását (VÖRÖS 1971, 1972). Az 1969-es Mediterrán Jura Kollokviumra készülve GÉCZY B. is megtette az első lépéseket az óriási ammoniteszanyag újraértékelésében; cikke a két évvel később megjelent kötetben látott napvilágot (GÉCZY 1971).

A Mediterrán Jura Kollokvium váratlan fordulatot hozott a villányi jura megismerésében. A terepbejárás előtt

néhány héttel a MÁFI feltáró brigádja a Templom-hegyen és a Somssich-hegyen nagyszabású letakarítást végzett, melynek eredményeképpen a callovi ammoniteszes pad — addig bath korúnak tekintett — fekvőjéből is számos, nagy ammoniteszpéldány bukkant elő. Ezeket a nemzetközi kirándulás résztvevői — és vezetői is — a terepbejárás alkalmával látták először. D. V. AGER, J. H. CALLOMON és T. D. DONOVAN brit professzorok már a helyszínen bizonyítottak látták, hogy a callovi pad vastag fekvő összelete nem bath, hanem liász, plienschachi korú, és ezt GÉCZY B. kérésére hamarosan publikálták is (AGER & CALLOMON 1971). Drámai módon dőlt meg a HOFMANN-nál még csak csírájában lévő, majd PÁLFY-nál és LÓCZY-nál egyre határozottabban kibontakozó hibás elképzelés az ammoniteszes pad és fekvőjének közel azonos koráról és a liász hiányáról.

A templom-hegyi rétegsor üledékföldtani vizsgálatáról írott dolgozatom (VÖRÖS 1972) már az új adatok (RADWAŃSKI & SZULCZEWSKI, 1965, 1966, AGER & CALLOMON 1971) ismeretében készült. A Templom-hegy földtani felépítésének értelmezésekor figyelembe vehettem az 1967–68-ban létesült új feltárások (a Villány–Siklósi Állami Gazdaságnak a Templom-hegyet közel dőlésirányban harántoló „boralagút”-ját és a tervezést előkészítő mélyfúrások) adatait. Értékelésükre a következőkben visszatérek.

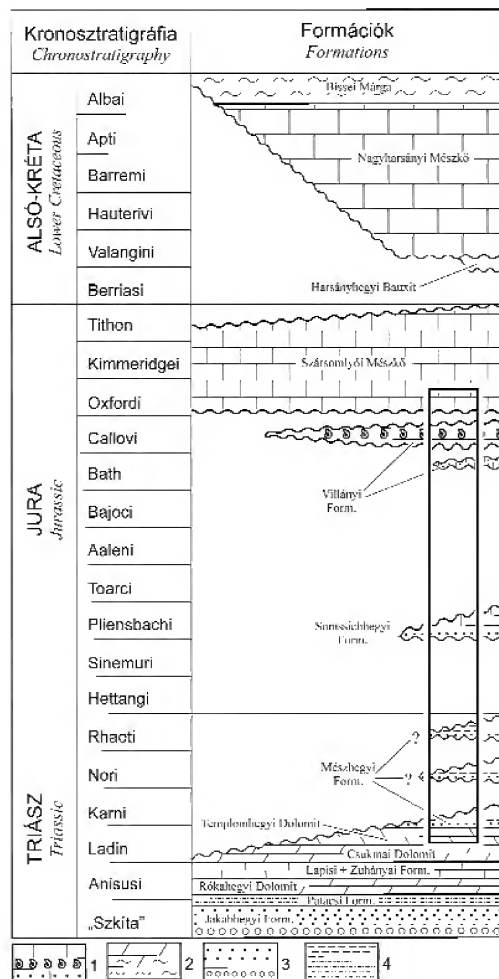
A Villányi-hegység triász képződményeit bemutató nagyszabású monográfiájukban NAGY E. & NAGY I. (1976) a villányi vasútállomási kőfejtőben feltárt dolomitól adtak értékes adatokat. A kőfejtőudvarban mélyített, 600 m mélységű fúrással (V-6) átfúrták a felső-anisusi „csukmai dolomit formációt” (1. ábra) és elérték a fekvőben lévő, középső-anisusi „zuhányai mészkövet”. Megállapították, hogy a fúrás felső 80 méterét a ladin „templomhegyi dolomit formáció” alkotja, ami fölfelé folytatódik a kőfejtő falában, és összesen 110 m valódi vastagságot ér el. A templomhegyi dolomit fedőjében települő, homokkő, tarkaagyag és aleurolit váltakozásából álló összletet (melyet kutatófúrással a Harsány-hegyen is kimutattak) — némi fenntartással — a jura üledékciklus legalsó képződményének tekintették.

A Villányi-hegységi triász további kutatása során, 1979-ben a MÁFI feltáró brigádja újra, és minden korábbinál tökéletesebben letakarította az egykori, beomlott „altáró”, illetve siklópálya bevágásának keleti falát. Miután NAGY E. felhívta erre a figyelmemet, részletesen felvettem a szelvényt; meggyőződtem arról, hogy a laza összlet fokozatosan fejlődik ki a ladin dolomitból, és élesen elhatárolódik a fedő plienschachi rétegektől, de az észleletek részletes publikálásával máig adós maradtam. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. (1985) — több más villányi-hegységi triász szelvénnel együtt — erről a szelvényről is készített rövid ismertetést. A kérdéses összlet Mészhegyi Homokkő Formáció néven írta le, a „kárpáti keuper”-hez hasonlította, és úgy foglalt állást, hogy a triász regresszió záró szakaszát képviseli.

A Templom-hegy jura ammoidea faunáinak feldolgozása és publikálása sem szakadt meg. GÉCZY (1982, 1984) korszerű biosztratigráfiai értékelést adott a liász és dogger (ezen belül a bath és callovi) faunákról, majd napvilágot láttak a plienschachi (GÉCZY 1998) és a bath (GÉCZY & GALÁCZ 1998,

1999) ammoniteszeket monografikusan leíró munkák. Az utóbbi dolgozat különleges értéke GALÁCZ A. rajza (GÉCZY & GALÁCZ 1999, 1. ábra) ami látványos képet vázol fel a plienschachi–oxfordi, hézagos és kondenzált rétegsorról.

Az utóbbi két évtizedben modern szemléletű, részletes tektonikai (mikrotektonikai) vizsgálatok is folytak a Villányi-hegységben. BERGERAT & CSONTOS (1988) és CSONTOS et al. (2002) többek között megállapították, hogy a hegyvonulat jelenlegi formája, és a korábban pikkelyekbe

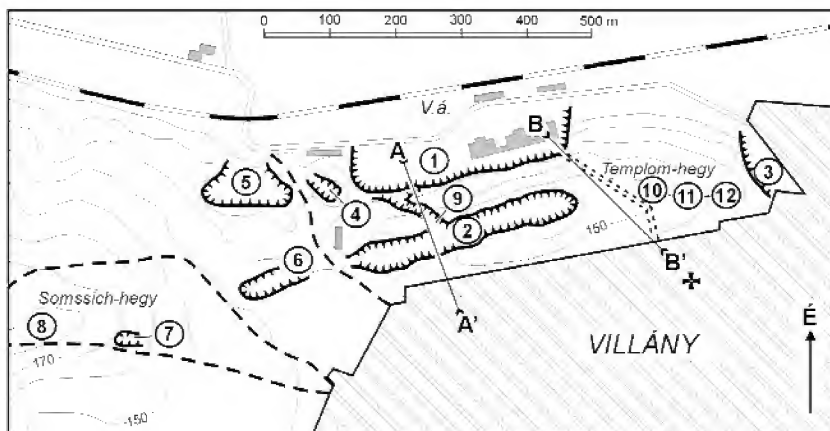


1. ábra. A Villányi-hegység triász–kora-kréta üledékes formációi

A Villányi Formáció alsó része az Altáró Réteggel, felső része a Templomhegyi Tagozat. 1 – mészkő, ammoniteszes mészkő, homokos mészkő, 2 – dolomit, márgás dolomit, márga, 3 – homokkő, konglomerátum, 4 – agyag, homokos agyag, aleurolit. Az üres terület a rétegtani hiányt jelöli. A bekeretezett rész a villányi Templom-hegyen előforduló formációkat mutatja

Figure 1. Triassic to Early Cretaceous sedimentary formations of the Villány Mountains

The Villány Formation includes a lower, Altáró Bed and an upper, Templomhegy Member. 1 – limestone, ammonitic limestone, sandy limestone, 2 – dolomite, marly dolomite, marl, 3 – sandstone, conglomerate, 4 – clay, sandy clay, siltstone; Blank indicates stratigraphic gaps. The formations known at the Templom-hegy, Villány are shown in the box



2. ábra. A villányi Templom-hegy és közvetlen környékének fontosabb felszíni és felszín alatti feltárásai, a 9. ábrán szereplő A-A' és B-B' szelvények nyomvonalainak feltüntetésével

A sorszámok a szöveg megfelelő bekezdéseinek számaival azonosak. A kettős szaggatott vonal a „boralagút” hozzávetőleges nyomvonalát jelöli. V. á.: vasútállomás

Figure 2. The major surface and subsurface outcrops of the Templom-hegy and surroundings at Villány and the lines of the geological cross-sections A-A' and B-B' shown in Figure 9

The numbering corresponds to the respective paragraphs in the text. The double dashed line marks the approximate route of the „boralagút” (“wine-tunnel”). V. á.: railway station, É: North

rendeződt a mezozoos rétegek helyenkénti meredekre állítódása egészen fiatal (negyedidőszaki) balos oldal-elmozdítások hatására létrejött pozitív virágszerkezetként értelmezhető. PETRIK (2009) a kora-miocén transztenziós és a késő-miocén, valamint pliocén transzpressziós mozgások jelentőségét hangsúlyozta.

A villányi Templom-hegy mezozoikumára vonatkozó eddigi eredményeim és ismereteimet „kirándulásvezetők” formájában foglaltam össze (VÖRÖS 1990, VÖRÖS & KORDOS 2007), melyek kivonatosan bekerültek egy nagy, szintetizáló munkába is (HAAS 2001). A fenti munkáimban rövid leírást adtam — többek között — a hegyet felépítő mezozoos formációkról, azokról a jura formációkról is, melyekről eddig „hivatalos leírás” nem jelent meg. Ezeket a formációkat, és a Villányi-hegység mezozoos formációit — miután a nevük következetes használata szükséges a jelen dolgozat tárgyalása során — az 1. ábra mutatja.

Feltárások egykor és ma

A villányi Templom-hegyen és Somssich-hegyen számos kisebb-nagyobb kőfejtőt nyitottak az elmúlt százötven évben. Ezen felül néhány felszíni és felszín alatti feltárás, valamint mélyfúrás szolgálta a terület földtani megismerését. A feltárások helyét — sorszámokkal ellátva — a 2. ábra mutatja.

Kőfejtők

A villányi kőfejtők művelését már több mint ötven éve abbahagyták. A geológusok örömeire egyiküket sem rekul-

tiválták vagy töltötték fel hulladékkal, de az emberi és a növényi élet egyre nagyobb mértékben korlátozza bennük a földtani észlelés lehetőségeit.

1. Vasútállomási kőfejtő (3. ábra). A villányi vasútállomással szemben, az úttal párhuzamosan húzódik, mintegy 350 m hosszúságban. Déli falának magassága 20 és 35 m között változik. A latin Templomhegyi Dolomit felső részét tárja fel, több mint 80 m vastagságban. A dolomitrétegek átlagos dőlése 56° délies irányban, de a kőfejtő-



3. ábra. A vasútállomási kőfejtő 1967-ben

Figure 3. The quarry at the railway station in 1967

fal középső szakaszán, helyenként a 70°-ot is meghaladja. SCHAFARZIK (1904) szerint 1851-ben nyitották; katalógusában a 220/b számot viseli; TILL (1906) római I.-gyel jelölte. A Templomhegyi Dolomit jellegeit NAGY E. & NAGY I. (1976), majd RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1987) ismertette részletesen. 1968-ban a kőfejtő keleti végéből induló alagúttal átfúrták a Templom-hegyet, majd a kőfejtőudvarban borpalackozó üzemet létesítettek. Jelenleg ez már nem működik; a bekerített és elhanyagolt terület gyakorlatilag járhatatlan.

2. *Templom-hegyi nagy kőfejtő* (4. ábra). A Templom-hegy gerincébe mélyült, kb. 350 m hosszúságban és 20–50 m szélességben. Meredek déli falának legnagyobb magassága 25 m, az északi fal kevésbé meredek és alacsonyabb,



4. ábra. A villányi Templom-hegy 1975-ben, a Somssich-hegyről nézve. Bal szélén a vasútállomási kőfejtő; a nagy kőfejtő bal oldalán a pliensbachi Somssich-hegyi Formáció, a jobb oldalán az oxfordi Szársomlyói Mész-kő rétegei láthatók.

Figure 4. The Templom-hegy at Villány, seen from the west (Somssich-hegy) in 1975.

On the left: the quarry at the railway station, the big quarry exposes the Pliensbachian Somssich-hegy Formation on the left side; in the right wall the Oxfordian Szársomlyói Limestone is visible.

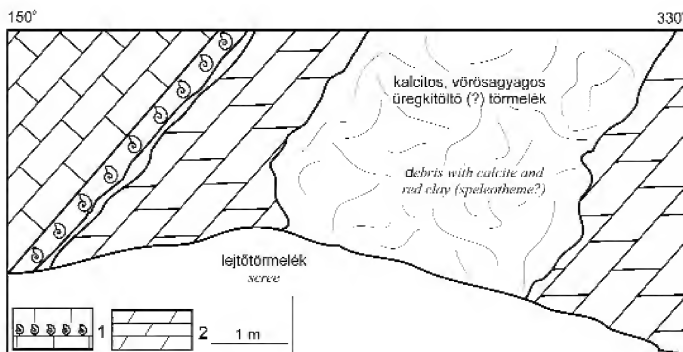
10–15 m magasságú. A terület legfontosabb feltárása: a felső-triász Mészhegyi Formációtól az oxfordi Szársomlyói Mész-kőig terjedő teljes rétegsort mutatja; ezen belül a pliensbachi Somssich-hegyi Formáció teljes összelete, valamint a Villányi Formáció alsó, bath tagozata csak itt tanulmányozható. A jura rétegek átlagos dőlése 161/52°.

Az 1850-es években nyitották; SCHAFARZIK (1904)-nál a 219-es számot viseli. PÁLFY (1901) a „Templomhegy tetején lévő kőbánya” néven írta le, és 60 m hosszúságúnak és 20 m szélességűnek találta. TILL (1906) II.-vel jelölte („Steinbruch des oberen Kalkberges”), és hosszát 150 m-ben adta meg; ugyanakkor leírt egy III.-mal jelölt, 25 m átmérőjű kőfejtőt is

„Steinbruch des unteren Kalkberges” néven, ahol az előzővel azonos rétegsort talált. LÓCZY (1915, 230. old.) így ír: „A villányi ammonitesek a villányi Mészhegy (vagy Templom-hegy) felső kőbányáiból származnak, az ottan körülbelül 280 m hosszúságban feltárt... ammonites-padból.” Az, hogy a kőfejtő hossza egy évtized alatt 60 m-ről 280 m-re nőtt (ma pedig 350 m), csak részben tudható be annak, hogy az intenzív fejtéssel a gerinc mentén, árokszerűen haladtak. TILL (1906) névhasználatából („obere”, illetve „untere Kalkberg” — ami nem a vasútállomási kőfejtőre vonatkozott), valamint abból, hogy LÓCZY (1915) többes számot használt („Mészhegy felső kőbányái”) arra következtethetünk, hogy a 20. század elején még két különálló kőfejtő működött a Templom-hegy gerince mentén. Az egyik, nagyjából a mai „sikló bevágástól” keleti irányban húzódott, a másik, több méterrel mélyebb szinten lévő udvarral, a Templom-hegy nyugati végéből indult, és — a fejtés előrehaladtával — végül a kettő összeért. LÓCZY (1915, 2. ábra), KORMOS (1937, 1. ábra) és VADÁSZ (1960, 67. ábra) század eleji állapotot rögzítő fotóin jól felismerhető a két fejtési szint. Ezeket később egybe-nyitották, és 1967-ben a templom-hegyi nagy kőfejtő már egységes képet mutatott, melynek egyetlen bejárata a nyugati végén volt. KORMOS (1917, 1937) a „Frigyes főhercegi kőfejtő” nevet használta a „preglaciális” csontbreccsa lelőhelyek ismertetésekor. Az egyik legjelentősebb gyűjtőhely, az akkoriban a kőfejtő északkeleti végében magasodó hatalmas csontbreccsa-torony (a helyi kőbányászok nyelvén „Rote Mandl”) maradványai ma is tanulmányozhatók (Villány 3. lelőhely). Ez — a kőfejtést nagyban akadályozó — képződmény lehetett az egyik oka, hogy a bánya művelése leállt. A másik lehetséges okra LÓCZY (1915) leírása világít rá, miszerint: „a callovien-rétegeket végtől-végig a bánya egész hosszában lefektették és elhordták, hogy az alatta levő kemény homokos mészkőhöz hozzájussanak”. Ezek szerint a kőfejtés elsősorban a Somssich-hegyi Formációra irányult, azt pedig a kőbányászok is észlelték, hogy ez a — kőfejtő nyugati részén még mintegy 10 m vastagságú — képződmény kelet felé jelentősen kivékonyodik.

Az intenzív kőbányászatot tehát már a 20. század első évtizedeiben abbahagyták; a nagy jura ammoniteszgyűjtések abból az időből valók. 1962-ben VIGH G., majd az 1970-es évek elején GALÁCZ A., GÉCZY B. és VÖRÖS A. végzett itt kisebb, de jelentős gyűjtéseket. Jelenleg a kőfejtő a Duna–Dráva Nemzeti Park által létesített geológiai tanösvény részét képezi; a fontosabb bemutatott pontokat rendszeresen gondozzák.

3. *Templom-hegyi keleti kőfejtő* (5. ábra). A Templom-hegy keleti végét vágja le, ÉÉNy–DDK-i irányban, mintegy 100 m hosszúságban. Falának legnagyobb magassága kb. 10 m. A ladin Templomhegyi Dolomit felső szintjeit, továbbá a rátelepülő callovi



5. ábra. A Templom-hegyi keleti kőfejtő D-i részének szelvényrajza

Bal oldalán az oxfordi Szársomlyói Mész-kő és a callovi Villányi Formáció, alatta a ladin Templomhegyi Dolomit. 1 – mészkő, ammoniteszes mészkő; 2 – dolomit

Figure 5. Profile of the southern part of the abandoned quarry at the eastern termination of the Templom-hegy. The Oxfordian Szársomlyói Limestone and the Callovian Villányi Formation on the left, and the Ladinian Templomhegyi Dolomite below. 1 – limestone, ammonitic limestone; 2 – dolomite

Villányi Formációt és a 165/56° dőlésű oxfordi Szársomlyói Mészke alsó rétegeit tárja fel. SCHAFARZIK (1904) szerint 1855-ben nyitották; katalógusában a 220/a számot viseli. TILL (1906) már felhagyott állapotban találta és V. számmal jelölte. 1967-ben még vizsgálható volt; jelenleg nagyon benőtt és magánterületként be van kerítve.

4. *Templom-hegyi kis kőfejtő.* A vasútállomási kőfejtő csapásának folytatásában mélyítették ezt a mintegy 10 m mélységű, 20–30 m átmérőjű kőfejtőt, mely a ladin Templomhegyi Dolomit 167/56°-os dőlésű, vastag rétegeit tárja fel. A SCHAFARZIK (1904) féle katalógusban nem tudtam azonosítani; TILL (1906) munkájában nem szerepel; lehet, hogy később nyitották. Állapota 1967 óta nem romlott; látogatható, mert a geológiai tanösvény egyik állomásaként rendszeresen tisztítják, karbantartják.

5. *Útmenti kőfejtő.* Szintén a vasútállomási kőfejtő csapásának folytatásában, de már a Somssich-hegy lábánál, a műút kanyarjához közel található ez a kb. 120 m hosszúságú és 4–5 m falmagasságú kőfejtő, melyben a ladin Templomhegyi Dolomitot bányászták. PÁLFY (1901), az itt feltárt rétegek egy részét nem dolomitnak, hanem „gutensteini” mészkeként minősítette; ezt későbbi vizsgálatok nem igazolták. Ez a kőfejtő feltehetőleg azonos a SCHAFARZIK (1904) katalógusában 220/d szám alatt szereplő, akkor BARTONUSEK A. tulajdonában lévő kőbányával. KORMOS (1917) „az állomás rakodójával szemközt” fekvő kőfejtőként említette, ahol terra rossa-t talált, csontmaradványok nélkül. 1967-ben már erősen beomlott állapotban volt; jelenleg szinte alig észlelhető.

6. *Somssich-hegyi kőfejtő.* A Templom-hegy és a Somssich-hegy közötti nyeregben, az utóbbi hegy irányában húzódik; kb. 50 m hosszúságú, 20 m szélességű és 4 m falmagasságú. A pliensbachi Somssichhegyi Formáció felső részét, a callovi Villányi Formációt és az oxfordi Szársomlyói Mészke alsó rétegeit tárja fel. TILL (1906) IV. számmal jelölte ezt az akkoriban újonnan létesített kőfejtőt; később KORMOS (1917) is említette. 1967-ben már erősen beomlott állapotban volt; udvarát helyi lőterként használták, ami nagyban korlátozta földtani észleléseim lehetőségét. A Villányi Formációt az általános, néhány deciméteres, a Somssichhegyi Formációt több mint 5 m-es vastagságúnak találtam, de a teljes vastagsága nem volt megítélhető, mert a fekvője nem volt feltárva. A kőfejtő jelenleg részben beépült, falait pedig bozót nőtte be.

7. *Somssich-hegyi kis kőfejtő.* A Somssich-hegy keleti lejtőjén fekszik ez a mintegy 30 m hosszúságú, 15 m szélességű kőfejtő, melyet az oxfordi Szársomlyói Mészke mélyítették. A többi villányi kőfejtőhöz képest később nyithatták, bár KORMOS (1917) már említette. 1967-ben még 6 m falmagasságú volt és jól mutatta a mészke rétegeket, még közetrés mérésekre is lehetőséget nyújtott. Jelenleg alig észlelhető; részben feltöltötték és nagyon benőtt.

Egyéb feltárások

8. *Somssich-hegy tető.* A Somssich-hegy 180 m tszf. magasságban húzódó K–Ny-i irányú gerince mentén a

pliensbachi Somssichhegyi Formáció legfelső mészkepadjai, a callovi Villányi Formáció és az oxfordi Szársomlyói Mészke alsó rétegei bukkannak a felszínre. Ezeket a feltárásokat már LÓCZY (1912, 1915) is ismerte. A Villányi Formáció egyik kipreparálódott rétegfelületét 1967-ben egy kis árkolással letakarítottam, és a 36 cm vastagságú callovi ammoniteszes padból részletes ősmaradványgyűjtést kezdtem, amit 1970-ben GÉCZY B. és GALÁCZ A. segítségével fejeztünk be. Az 1969-es Mediterrán Jura Kollokvium alkalmából a MÁFI feltárta a Somssichhegyi Formáció felső rétegeit, ahonnan váratlanul, sok, nagy méretű ammonitesz került elő (6. ábra), melyek a pliensbachi Jamesoni Zónára utaltak (AGER & CALLOMON 1971). Jelenleg a hegytető egy része beépült; a kibúvások többségét elengedték.

9. *Templom-hegyi „siklóbevágás” (beomlott „altáró”).* A templom-hegyi nagy kőfejtő felső szintjén kitermelt anyagot hosszú időn át egy mélyúton (LÓCZY 1912, 1915) szállították a vasútállomás felé, majd 1943-ban egy kis alagutat készítettek (LÓCZY 1945), ami hamarosan beomlott. Ez a 10–15 m szélességű, hasonló mélységű, és közel 70 m hosszúságú árok ÉNy–DK-i irányban köti össze a templom-hegyi nagy kőfejtőt a vasútállomási kőfejtővel, melynek peremén ma is látható az egykori sikló beton- és vasszerkezetének egy része. Ez a Templom-hegy egyik legfontosabb feltárása, mert a ladin Templomhegyi Dolomit felső részét, a felső-triász Mészhegyi Formációt és a pliensbachi Somssichhegyi Formációt harántolja. Sajnos, a partfalak omlékonyága miatt a rétegsor — különösen a középső szakasza — csak ritkán látható és tanulmányozható. 1957-ben SZABÓ P. tisztította le és rajzolta le a szelvényét. 1967-ben teljesen beomlott állapotban találtam.



6. ábra. Nagy ammonitesz a pliensbachi Somssichhegyi Formációban, a Somssich-hegy tetején. J. CALLOMON felvétele 1969-ből. (J. CALLOMON engedélyével.)

Figure 6. Big ammonite in the Pliensbachian Somssichhegy Formation, on the top of the Somssich-hegy. Photograph taken by J. CALLOMON in 1969. (By courtesy of J. CALLOMON.)

A legnagyobb mértékű letisztítást 1979-ben a MÁFI végeztette a bevágás ÉK-i falán (7. ábra). Az ekkor kitűnően tanulmányozható szelvényt részletesen felvettem. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) szintén felvette, és röviden ismertette is a „siklóbeavágás” szelvényét. Jelenleg itt halad át a földtani tanösvény útvonala, de csak a Templomhegyi Dolomit néhány rétegfeje, valamint a Somssichhegyi Formáció alsó, törmelékeny szakasza látható; a Mészhegyi Formációt szinte teljes egészében lejtőtörmelék fedi.



7. ábra. A Templom-hegyi „siklóbeavágás” szelvényének D-i része 1979-ben. Bal oldalon a felső-triász Mészhegyi Formáció középső, homokkőes szakasza, a jobb szélén a pliensbachii Somssichhegyi Formáció bázisrétegei láthatók

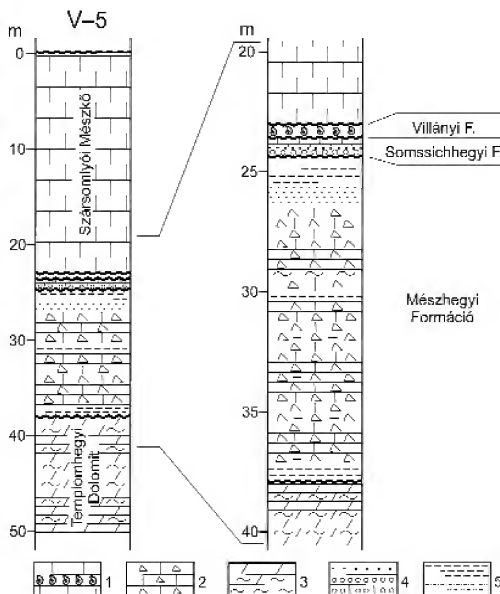
Figure 7. The southern portion of the outcrop along the abandoned road-cut at the Templom-hegy in 1979

The middle, sandstone members of the Upper Triassic Mészhegy Formation on the left, the basal beds of the Pliensbachian Somssichhegy Formation on the right margin

10. Villány V-1, -2, -3, -4, -5 fúrások. A Templom-hegy alatt létesítendő alagút tervezett nyomvonalában, 1967-ben, az Agroterv — az OFKTV kivitelezésében — 5, egyenként 50 m-es magfúrást mélyített. Az eredményekről SZABÓ P. (akkor az Agroterv geológusa) révén értesültem, aki néhány magmintát is rendelkezésemre bocsátott. A fúrások vázlatosan leírt rétegsora megtalálható a „Magyarország mélyfúrási alapadatai” sorozatban (BOHN 1984, 535–537 old.). Az 5 fúrás közül a V-1 (12 m lösz után) végig az oxfordi Szársomlyói Mész-kőben, a V-4 pedig a ladin Templomhegyi Dolomitban haladt; a többi három fúrás a köztes formációkat is harántolta. A MÁFI (jelenleg a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal kezelésében lévő) adattárában rendelkezésre álló részletes dokumentáció alapján megállapítható, hogy a — rétegtani szempontból fontos — fúrások magkijózatala jóval 50% alatti volt, a V-5 kivételével, ahol ez az érték 68%. Ezért csak ez utóbbról tudtam többekévesebb hiteles rétegszlopot szerkeszteni, az adattári és a SZABÓ P. által adott információk alapján (8. ábra). A fúrás az oxfordi Szársomlyói Mész-kő alatt a Villányi Formációt kb. 25 cm, a Somssichhegyi Formációt kb. 1 m, a Mészhegyi Formációt pedig 7,5 m valódi vastagságban harántolta, majd a ladin Templomhegyi Dolomitban állt le.

11. „Boralagút”. Az egykori Villány-Siklósi Állami Gazdaság nagy (kb. 4 m) átmérőjű, nagyjából ÉNy-DK-i irányú alagutat létesített a Templom-hegy alatt, azzal a

céllal, hogy összekösse a Villány belterületén lévő „bor-kombinátot” a vasútállomás közelében megépítendő boralackozó üzemmel. Az alagút fúrása a vasútállomási kőfejtő udvarának keleti végéből indult 1968-ban, és április 10-ig kb. 130 métert haladt előre. Ekkor, fél óra belépési engedélyt kaptam, de a gyengén megvilágított munkaterületen csak annyit állapíthattam meg, hogy az oxfordi mészkő alatt megvan a sztromatolitos Villányi Formáció, néhány dm vastagságban, valamint a Somssichhegyi Formáció mészköves, konglomerátumos és homokkőes tagozatai is, de a felszínihez képest csekély, 1-2 méternyi vastagságban. Alatta több méternyi, bizonytalanul értékelhető, vöröses tarka agyagos összlet volt látható. Később, GALÁCS A. segítségével reprezentatív mintákat gyűjtöttünk az alagút-



8. ábra. A Villány V-5 fúrás rétegszlopa, a középső szakasz kinagyításával. 1 – mészkő, ammoniteszes mészkő; 2 – sejtes, agyagos, dolomitikus mészkő; 3 – dolomit, márgás dolomit, márga; 4 – homokkő, konglomerátum; 5 – agyag, homokos agyag, aleurit

Figure 8. The stratigraphic column of the Villány V-5 borehole; the middle portion enlarged

1 – limestone, ammonitic limestone; 2 – cellular, clayey dolomitic limestone; 3 – dolomite, marly dolomite, marl; 4 – sandstone, conglomerate; 5 – clay, sandy clay, siltstone

ból kitermelt törmelékanyagból, és meglepődve észleltük, hogy a felszíni feltárásokban mindenütt okkersárga-barna Villányi Formáció itt kékeszürke, feketébe hajló színű. Jelenleg a „boralagút” a Csányi Pincészethez tartozik; északi kijárata zárva van; a boralackozó nem üzemel.

12. A borpince barlangja. A „boralagút” készítése során, 1968 szeptemberében egy jelentős méretű barlangüreget találtak. RÓNAKI (2000) leírása szerint: „Az üreg... egy nyugati irányú kitörésből kialakítandó borkóstoló fülké robbantása során tártul fel.” RÓNAKI 1978-ban részletesen felmérte a barlangot és megállapította, hogy az dolomitban,

290/60°-os tektonikus törés mentén alakult ki; a kőzet dőlése pedig 180/60°. A barlangüregről (melynek kataszteri száma 4151-14) alaprajzot és három keresztmetszvényrajzot is közölt (RÓNAKI 2000, 12. ábra).

Földtani felépítés

Földtani szelvények

A villányi Templom-hegy földtani felépítésének és a mezozoos képződmények településének fő vonásait két, többé-kevésbé dőlésirányú szelvény mutatja be, melyek helyzete a 2. ábrán látható. Az „A” szelvény (9. ábra, A) a „siklóbeavágás” vonalában, a templom-hegyi nagy kőfejtőn keresztül, dőlésirányban húzódik. A „B” szelvény (9. ábra, B) a V-5 fúráson keresztül, megközelítőleg a „boralagút” északi szakaszának nyomvonalát követi; a dőlésiránytól mintegy 30°-kal tér el.

A szelvények torzítás nélkül, a valós magasságviszonyokat mutatják: a vasútállomási kőfejtő udvara 107 mBf, a B szelvényen a Templom-hegy legmagasabb pontja 155 mBf. A tekintélyes vastagságú lösztakaró a déli lejtőn, a V-1 fúrásban észlelt több mint 12 méteres vastagságadat alapján rajzolható meg.

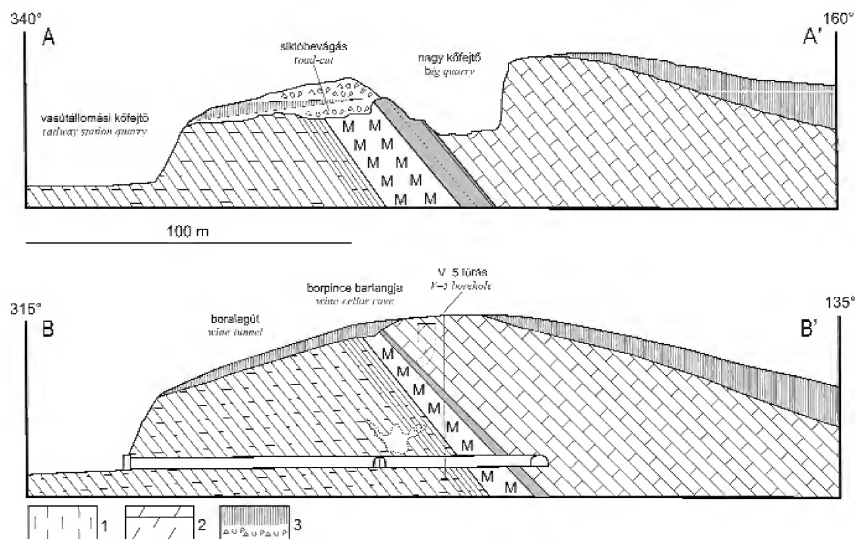
A dőlésirányú „A” szelvény a valós, mért dőlésadatokat mutatja. A Szársomlyói Mészkö rétegein és a Villányi Formáció rétegfelszínén tíz dőlésadatot mértem, melyek szűk határok között, 158/50°-tól 163/53°-ig változnak, az átlagos dőlés 161/52°. A Templomhegyi Dolomit réteglapjain, a két kőfejtő távol eső pontjain,

szintén tíz mérést végeztem; az adatok itt sokkal jobban szóródnak (163/61°–173/50°), az átlagdőlés 167/56°. (Nem számítottam bele az átlagba a vasútállomási kőfejtő középső szakaszát, ahol a dőlésszög anomálikus nagy, 70° feletti.) A két nagy kőzettest átlagos dőlésszöge közötti 4°-os eltérés alapján kiszerkeszthető a köztes formációk (Mészhegyi, és talán a Somssichhegyi) dőlésirányban (D felé) kissé növekvő vastagsága.

A „B” szelvény a dőlésiránytól csaknem 30°-kal eltér, ezért a képződményeket laposabb szögű áldőlésben mutatja. A szerkesztéskor a Szársomlyói Mészkö dőlését itt is 161/52°-nak vettem, mert ez az adat lényegében állandónak mutatkozott az egész Templom-hegyen. A Templomhegyi Dolomit esetében viszont az általam a felszínen mért átlagdőlés helyett azt a 180/60°-os adatot tekintettem mértékadónak, amit RÓNAKI (2000) a „borpince barlangjában” mért. Ez már 8°-os dőlésszögeeltérést jelent a dolomit és az oxfordi mészkö között. Így a köztes képződmények déli (dőlésirányú) kivastagodása itt sokkal nagyobb mértékűnek adódik, mint az „A” szelvény esetében. A kivastagodás elsősorban a Mészhegyi Formációban jelentkezik, mert a Somssichhegyi Formáció a mélyebben fekvő „boralagútban” sem mutatkozott jelentősen vastagabbnak, mint a V-5 fúrásban.

Mezozoos formációk

A következőkben a villányi Templom-hegy mezozoos formációit vázlatosan ismertetem; közülük csak azokról adok részletesebb leírást, amelyek fejlődéstörténetileg, az ősföldrajzi változások szempontjából különösen fontosnak tekinthetők.



9. ábra. Földtani szelvények a villányi Templom-hegyen keresztül, a „siklóbeavágás” („A”) és a „boralagút” („B”) nyomvonalában 1 – mészkö; 2 – dolomit; 3 – lösz, talaj, lejtőtörmelek, feltöltés; M = Mészhegyi Formáció, szürke raszter = Somssichhegyi és Villányi Formáció

Figure 9. Geological cross-sections across the Templom-hegy at Villány, along the lines of the abandoned road-cut („A”) and the „boralagút” („wine-tunnel”) („B”)

1 – limestone; 2 – dolomite; 3 – loess, soil, scree, dump; M = Mészhegy Formation, dark shaded = Somssichhegy and Villány Formations

Templomhegyi Dolomit Formáció

Erről a formációról részletes leírást adott NAGY E. & NAGY I. (1976). Megállapították, hogy a V-6 fúrásban a Csukmai Dolomitból fejlődik ki a ladin Templomhegyi Dolomit. Ez alkotja a fúrási rétegsor felső 80 méterét, majd fölfelé folytatódik a vasútállomási kőfejtő falában, és összesen 110 m valódi vastagságot ér el. Alsóbb szintjeit szürkésbarna, vastagpados dolomitok és meszes dolomitok építik fel. Följebb változatos színű, vékonyabban rétegzett dolomit és dolomitmárga következik, a kemény rétegek között lemezes dolomitmárga betelepülésekkel. A pelittartalom fölfelé növekszik. Zárótagként lingulás dolomitmárga jelentkezik, melyben a dolomitpadok között vastag agyagos, márgás rétegek vannak. Mikrofácies szempontjából a Templomhegyi Dolomit két szakaszra bontható: az alsóra a pseudo-ooidos, intraklasztos jelleg és a viszonylag gazdag mikrofauna, a felső 30 m-es szakaszra az egyöntetű, mikrokristályos szövet és a faunamentesség jellemző.

A Templomhegyi Dolomitról további, rövid leírás jelent meg RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1987) munkájában, majd a HAAS 1993 és 2004 könyvében, utóbbiban a Csukmai Dolomit Formáció tagozataként szerepel.

A jelen dolgozat keretében csupán annak hangsúlyozása fontos, hogy ez a képződmény a terület középső-triász karbonátos rőmpa fejlődési szakaszának sekélytengeri záró képződménye.

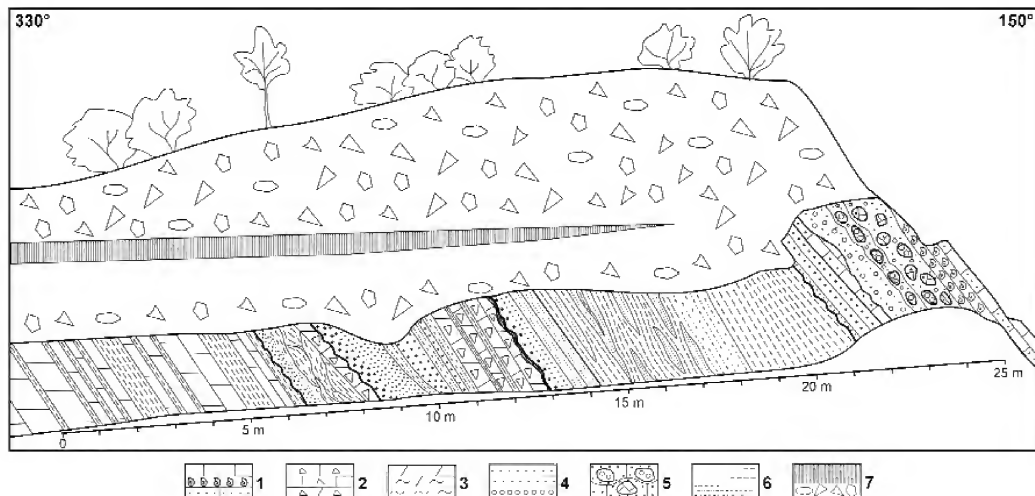
Mészhegyi Formáció

A triász dolomit és a már biztosan tengeri jura képződmények között kibukkanó, különös, laza összlet rétegtani

besorolása és értelmezése régóta vitatott volt. LÓCZY IFJ. (1912, 1915, 1945) „mediterrán”, azaz miocén korúnak vélte; NOSZKY (1961) a bath transzgresszió bevezető tagjaként értelmezte; VÖRÖS (1972) a középső-triász és a pliensbachi közötti, rövid, önálló üledékképződési szakasz termékének, míg NAGY E. & NAGY I. (1976) a jura üledékciklus legalsó képződményének tekintette.

A MÁFI feltáróbrigádja 1979-ben minden korábbinál jobban letakarította a templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényét, és ez a feltárás új megvilágításba helyezte a Mészhegyi Formációt. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) és én is, egymástól függetlenül felvettük a szelvényt. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) formációleírása, és szelvényismertetése ismételtelen megjelent TÖRÖK (1998) munkájában, illetve HAAS (2004) könyvében, míg én csupán egy nagyon vázlatos szelvényrajzot közöltem a Templom-hegy jura rétegsorának ismertetése kapcsán (VÖRÖS 1990). Mindketten arra a következtetésre jutottunk, hogy az összlet a ladin Templomhegyi Dolomitból csaknem folyamatosan fejlődik ki, a fedő pliensbachi tengeri képződménytől pedig éles határ választja el, tehát a Mészhegyi Formáció késő-triász, legvalószínűbben karni korú, és a „kárpati keuper” fáciessel rokonítható. Ezzel szemben a formáció számos litológiai jellegét és alsó határának megvonását illetően a kettőnk véleménye jelentősen eltér.

A „siklóbevágás” 1979 szeptemberében általam felvett szelvényét, terepi fényképfelvételekkel illusztrálva, ezúttal mutatom be; egyúttal a Mészhegyi Formációnak a korábbiaknál részletesebb leírását és a korábbiaktól némiképp eltérő értelmezését is megadom. Ennek egyik indoka az, hogy — fényképeim tanúsága szerint — a „siklóbevágás”



10. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényrajza az 1979-es állapot szerint

1 – mészkő, ammoniteszes mészkő, homokos mészkő; 2 – sejtjes, agyagos, dolomitos mészkő; 3 – dolomit, márgás dolomit, márga; 4 – homokkő, konglomerátum; 5 – homokos mészkőbe ágyazott konglomerátum és mészkő görgetegek; 6 – agyag, homokos agyag, aleurit; 7 – lősz, talaj, lejtőtörmelék, feltöltés. A vastag hullámos vonalak eróziós felületeket jelölnek

Figure 10. Profile of the abandoned road-cut at the Templom-hegy, drawn in 1979

1 – limestone, ammonitic limestone, sandy limestone; 2 – cellular, clayey dolomitic limestone; 3 – dolomite, marly dolomite, marl; 4 – sandstone, conglomerate; 5 – boulders of conglomerate and limestone, embedded in sandy limestone matrix; 6 – clay, sandy clay, siltstone; 7 – loess, soil, scree, dump. Thick wavy lines mark erosional surfaces

szelvénye ottjártankor lényegesen jobb állapotban volt mint amit más szerzők (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1985, CSÁSZÁR 2005, 282. old., 2. ábra) felvételei tükröznek. A Mészhegyi Formáció újradefiniálását nem annyira a rétegtani finomítás, mint inkább a rétegsorban felismerhető üledékföldtani jellegek újszerű ösföldrajzi-fejlődéstörténeti értelmezése teszi indokoltá.

A Mészhegyi Formáció szelvényét (az 1979-es állapot szerint) a 10. ábra mutatja. A feltárás alsó (északi) részén a Templomhegyi Dolomit rétegei közé egyre több barna és lilászvörös agyagos és márga jellegű réteg iktatódik. Ezek fölfelé igen gyakoriakká válnak és kb. azonos vastagságú (5–10–20 cm) dolomitrétegekkel váltakoznak (11. ábra).



11. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének É-i (rétegtanilag alsó) szakasza (a 10. ábrán kb. 0–10 m között), a Templomhegyi Dolomit felső rétegei közé iktatózó számos barna agyagréteggel

Figure 11. The northern (stratigraphically lower) portion of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 0 to 10 m in Figure 10), showing the numerous brown clay layers interbedded with the uppermost part of the Templomhegy Dolomite

Ezt a mintegy 3 m vastagságú, váltakozó szakaszt egy kb. 1 m vastagságú, egynemű dolomitpad zárja le. Efölött vastag (80–90 cm) likacsos, sárga agyag következik éles határral, majd 50 cm vékonyréteges, zöldagyag betelepüléssel dolomitréteg zárja le a dolomitos rétegsort (12. ábra). (Följebb dolomitrétegek már nincsenek.) A dolomit fölött üledék-hézagra utaló keményfelszín, vagy mállási kéreg nélkül, zöldes-szürkés-sárgás lila tarka agyag következik 20–30 cm vastagságban.

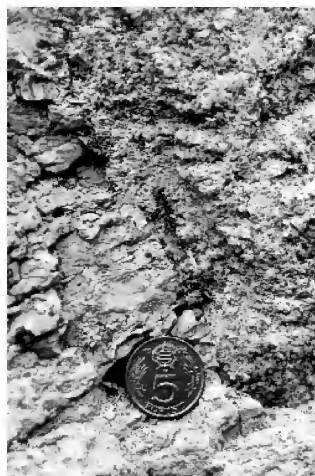
Az agyagra éles és szabálytalan határral zöldesfehér laza homokkő települ, 40–60 cm vastagságban. Fölötte 1 méternyi vastagságú, sárga-barna-lila foltos, majd zöldesszürke, szabálytalan üledékes szerkezeteket mutató tarka agyag következik, ami fokozatosan elszárgulva, 50 cm vastagságú sejtes dolomitos mészkőbe megy át.

Erre, egészen éles határral, durvaszemű, szürkésfehér, laza homokkő települ (13. ábra), melynek szemcsemérete fölfelé, 20 cm-en belül közpszeművé finomodik. Ez a több mint 1 m vastagságú homokkő 20–30 cm vastag, lemezes szerkezetű, zöldesszürke agyagos homokba megy át. Ezután újra durvább szemcseméretű, kb. 60 cm vastagságú, szürkésfehér homokkőtest következik, ami a feltárás talpa



12. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 3–9 m között); a Templomhegyi Dolomit legfelső dolomitrétege (kalapács), és fölötte települő Mészhegyi Formáció első, szürke homokkőrétege

Figure 12. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 3 to 9 m in Figure 10), showing the topmost bed of the Templomhegy Dolomite (at the hammer), and the first grey sandstone layer of the overlying Mészhegy Formation



13. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 7,5 m-nél); a Mészhegyi Formáció alsó sejtes, dolomitos mészkőrétegeire éles határral települő durva homokkő (az érme átmérője kb. 2 cm)

Figure 13. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (at around 7.5 m in Figure 10), showing the lower cellular dolomitic limestone bed of the Mészhegy Formation, sharply overlain by coarse sandstone (the diameter of the coin is about 2 cm)

felé kiékelődni látszik. Fölötte, éles határral zöldesszürke, barna aleurit és sárgásszürke, laza homokkő váltakozása települ, 60–70 cm vastagságban (14. ábra). Éles határ nélkül, zöld agyagos rétegekkel váltakozó, szürke-sárga-lila sávós, sejtes dolomitos mészkő következik, kb. 2 m vastagságban (15. ábra). Legfelső részén vastag (~10 cm), barna, lila, szilánkos törésű, vasas karbonát (mállási kéreg?) jelentkezik.

Igen éles és szabálytalan, hullámos határral, durvaszemű, uralkodóan szürkésfehér homokkő következik; alsó szintjén helyenként a fekvő karbonát szögletes darabjaival



14. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 8–11 m között); a Mészhegyi Formáció középső, vastag homokkősorozata, valamint a rátelepülő aleurolitos rétegek

Figure 14. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 8 to 11 m in Figure 10), showing the middle, thick sandstone series of the Mészhegy Formation and the overlying siltstone layers



15. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 10–14 m között); a Mészhegyi Formáció középső, zöldagyag-betelepüléses, sejtes dolomitos mészkőtagozata, tetején vasas kéreggel, valamint az éles határral rátelepülő homokkő

Figure 15. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 10 to 14 m in Figure 10), showing the middle, cellular dolomitic limestone member of the Mészhegy Formation (interlayered by greenish clay seams), topped with ferruginous crust, and sharply overlain by sandstones

(16. ábra). Ez a kb. 120 cm vastagságú homokkő fölfelé finomodó szemcseméretű; néhány zöldagyagcsíkos pados jelle-gűvé teszi; felső réteghatára vasas bevonatú. Fölötte váltakozó színű, zöldesbarna, lila, zöldesszürke tarka agyag következik közel 3 méter vastagságban, mely szabálytalanul kiékelődő, több dm maximális vastagságú, szürkésfehér homokkőlelencsék foglalt magába (17., 18. ábra). Fölfelé, az agyagos, homokos összetételben túlsúlyra jut a zöldesszürke szín, és egy 1 méternyi aleurolitos szakasz után poliédesen széteső agyag válik uralkodóvá (~2,5 m). Az agyag fölött éles határral települő, vékony (10 cm), okkersárga homokkő már minden bizonnyal a liászhoz tartozik: fölötte a liász vastag homokkő- és konglomerátumpadjai következnek (19. ábra).

A fenti rétegsorleírás tartalmazza a Mészhegyi Formáció részletes litológiai jellemzését. A formáció definícióját a következőképpen adhatjuk meg: a Mészhegyi For-



16. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 12 m-nél); a sejtes dolomitos mészkőre éles határral települő szürke homokkő

Figure 16. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (at around 12 m in Figure 10), showing the sharp contact between the cellular dolomitic limestone and the overlying grey sandstone



17. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 14–20 m között); a Mészhegyi Formáció felső, homokkőlelencés, aleurolitos és tarka agyagos szakasza (a feltárás talpa felé kiékelődő homokkőtest a kép bal szélén)

Figure 17. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 14 and 20 m in Figure 10), showing the upper member of the Mészhegy Formation with alternation of siltstones, sandstone lenses and variegated clays (on the left: a downward pinching out sandstone body)

máció a középső-triász dolomitra éles határral települő, uralkodóan sziliciklasztos, törmelékes üledékes rétegsor. A tíz méter vastagságú összleten belül legalább három, üledékhézaggal települő tagozat különíthető el, melyek homokkővel kezdődnek, és a szemcseméret finomodásával aleurolitba, tarka agyagba, majd sejtes, dolomitos mészkőbe mennek át.

Fáciesértelmezés. Korai dolgozatomban (Vörös 1972) tavi környezetet valószínűsítettem a képződmény lerakódási helyéül. RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) sekélytengeri fáciesbe sorolta. A jól felismerhető, felfelé finomodó üle-



18. ábra. A Templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényének részlete (a 10. ábrán kb. 14–15 m között); a feltárás talpa felé kiemelkedő, szürke homokkőtest, lila, tarka agyagba ágyazva

Figure 18. Detail of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy (between 14 and 15 m in Figure 10), showing a grey lenticular sandstone body in violet clay

dékes félciklusok alapján valószínűnek tartom, hogy a Mészhegyi Formáció szemiarid éghajlaton végbemenő, szakaszos, folyóvízi–tavi üledékképződés terméke.

Település. A jelen dolgozatban a Mészhegyi Formáció alsó határát a legalsó, éles határral települő homokkőréteg alatt vonom meg (10. ábra, a szelvény 6,5 méterénél). RÁLISCHNÉ FELGENHAUER (1985) a határt lejjebb, az általam még Templomhegyi Dolomitnak tekintett rétegeken belülre



19. ábra. A Somssichhegyi Formáció homokkő- és konglomerátumrétegeinek települése a Mészhegyi Formáció felső, agyagos tagozatára a templom-hegyi „siklóbevágás” déli végén

Jobbra alul a Somssichhegyi Formáció magasabb része (kékesszürke mészkő), felül a Szársomlyói Mészkő rétegei láthatók (1979)

Figure 19. The southern (upper) portion of the section along the abandoned road-cut at the Templom-hegy, showing the uppermost, clayey member of the Mészhegy Formation, overlain by the sandstone and conglomerate beds of the Somssichhegyi Formation

On the lower right: the upper part of the Somssichhegyi Formation (bluish-grey limestone); on the upper right: the massive beds of the Szársomlyói Limestone

helyezte, az aleurolit megjelenése alapján (10. ábra, kb. a szelvény 1 méterénél). Az új határmegvonás mellett szól az, hogy a formáció alsó határát célszerű egy határozott üledékciklus kezdetéhez kötni. Felső határa eróziós; fedője, a jura Somssichhegyi Formáció diszkordánsan települ.

Elterjedés, vastagság. A Mészhegyi Formáció elterjedése a Villányi-hegység K-i részére szorítkozik (harsányi és villányi pikkely). Vastagsága erősen változó; a templom-hegyi típuszelvényben 14 m, a V–5 fúrásban 7,5 m, a Harsány-hegyen, a „Szobros-bányában” mélyített Nh–V fúrás (MARCZEL 1975) szerint legalább 20 m. A templom-hegyi nagy kőfejtő K-i vége közelében a Somssichhegyi Formáció a Mészhegyi Formáció harmadik tagozatának alsó, homokos rétegeire települ (20. ábra), tehát itt a formáció mintegy 6 m vastagságú lehet. Az Alföld aljzatában, a villányi zónában



20. ábra. A Somssichhegyi Formáció kemény homokkő-rétegeinek (jobbra fent) települése a Mészhegyi Formáció középső, laza homokkőből és sejtés dolomitos mészkőből álló tagozatára, a templom-hegyi nagy kőfejtő északi falának keleti szakaszán (2009)

Figure 20. The massive sandstone beds of the Somssichhegyi Formation (upper right) resting on the middle member of the Mészhegyi Formation (loose sandstone and cellular dolomitic limestone) at the eastern part of the northern wall of the big quarry at the Templom-hegy

néhány fúrásban harántoltak hasonló képződményeket, Biharban (Királyerdő, Válsani-takaró) pedig a 100 m körüli vastagságot elérő „kárpáti keuper” és a Scărița Formáció feleltethető meg a Mészhegyi Formációnak (BÉRCZI-MAKK 1986, BLEAHU et al. 1994, VÖRÖS & CSONTOS 2006a, VÖRÖS 2006). A „kárpáti keuper” magas-tárai rétegsorai KOTÁNSKI (1956, 1959) leírásai alapján szintén összevethetők a Mészhegyi Formációéval. A sziliklasztos törmelékanyag származtatása ott is kérdéses: forrásterületként a Cseh-masszívum, valamint a helyi, tektonikusan kibillent kéregblokkok kiemelt és mélyen (a kristályos aljzatig, de legalább az alsó-triász képződményekig) erodált szárnyai is számításba vehetők (KOTÁNSKI 1959, AL-JUBOURY 2007).

Kor. A Mészhegyi Formációból eddig nem ismert korjelző ősmaradvány, vagy más, közvetlen kormeghatározásra alkalmas adat. Közeli (Mecsek: Karolinavölgyi Formáció) és távolabbi (Bihar: Scărița Formáció) analógiák alapján nagyon valószínű a formáció késő-triász kora. A latin fekvővel való szoros kapcsolat alapján korábban a karni kort valószínűsítettük (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 1985, VÖRÖS

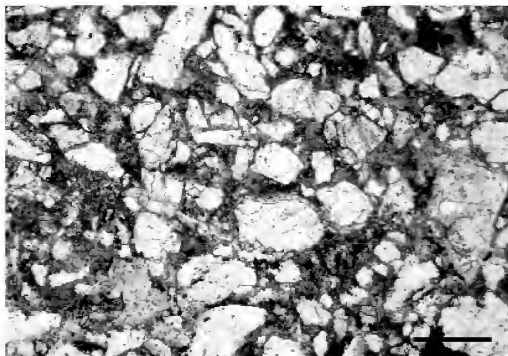
1990, 2006). Azonban elképzelhető, hogy a jelen dolgozatban a Mészhegyi Formáción belül elkülönített három tagozat (üledékciklus) három önálló, esetleg jelentős időhézaggal elválasztott üledékképződési epizódot képvisel a késő-triáson belül. BLEAHU et al. (1994, 17., 18. ábra) szintén három, elkülönült, fölfelé finomodó üledékciklust jelölt a Scărița Formáción belül (egy karni, egy nori és egy rhaeti korút), de a korbesorolás bizonyítása nélkül.

Somssichhegyi Formáció

A már biztosan tengeri, jura képződmények alsó tagozatának kronosztratigráfiai besorolása és értelmezése sokáig téves volt. LENZ (1872) a „klausi rétegekkel” azonosította; HOFMANN (1876) késő-dogger korúnak tartotta ezeket a csaknem faunamentesnek vélt rétegeket, melyekből csupán néhány brachiopoda volt ismert. LÓCZY IFJ. (1912, 1915) még tovább ment, és „kallovien–cornbrash”, illetve „bradfordi és cornbrash rétegek” elnevezéseket honosított meg. A dogger korbesorolás dogmaként tartotta magát az 1960-as évek végéig; egyedül NOSZKY IFJ. (1961) talált a konglomerátumos rétegekben „liász jellegű *Cardinia*” maradványokat, ezeket azonban a mecseki jellegű liász képződményekből áthalmozottnak vélte. Végül az 1969-ben előkerült gazdag ammoniteszanyag alapján AGER & CALLOMON (1971) igazolta a képződmény pliensbachi korát.

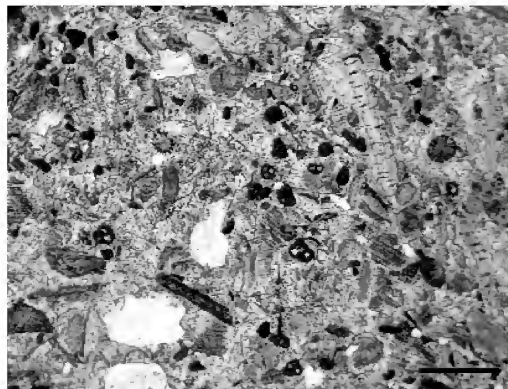
A Somssichhegyi Formációba soroljuk a Villányi-hegység alsó-jura transzgressziós összletét, mely általában konglomerátumos rétegekkel indul, és a terrigén törmelékanyag szemcseméretének és mennyiségének csökkenésével crinoideás mészkőbe, majd kovás, tűzköves mészkőbe megy át.

Litológiai jellemzés. A Somssichhegyi Formáció igen változatos kőzettípusokból áll. A templom-hegyi „siklóbevágás” szelvényében a formáció a Mészhegyi Formáció zöldesszürke agyagjára éles határral települ (10., 19. ábra). Legalsó rétege egy okkersárga, laza homokkő, amit nagyon kemény, sárgásszürke, meszes kötőanyagú, középszemű kvarchomokkő követ (21. ábra). Ez, egy méteren belül, csaknem tiszta, tömör crinoideás mészkőbe megy át (22.



21. ábra. A Somssichhegyi Formáció alsó, homokkőrétegének vékonycsiszolati képe, uralkodóan kvarciszemcsékkel. Mére = 1 mm

Figure 21. The lower sandstone bed of the Somssichhegyi Formation in thin section showing predominant quartzite grains. Scale bar = 1 mm



22. ábra. A Somssichhegyi Formáció alsó, crinoideás, brachiopodás, foraminiferás mészkőrétegének vékonycsiszolati képe. Mére = 1 mm

Figure 22. The lower crinoidal, brachiopodal, foraminiferal limestone bed of the Somssichhegyi Formation in thin section. Scale bar = 1 mm

ábra). Ez a mészkőpad a feltáráson belül jelentős vastagságkülönbséget mutat; felső határa éles és egyenetlen.

Fölötte, a mészkő alapanyagban egyre több, (0,5–2 cm átmérőjű) kvarcit- és dolomitkavics jelentkezik, és kb. 80 cm vastagságban konglomerátum fejlődik ki. A dolomitkavicsok a mélyebb fekvőben lévő Templomhegyi Dolomitból is származhatnak, de a domináns kvarcitkavicsok származási területe kérdéses: a fekvő Mészhegyi Formáció nem tartalmaz ilyen nagy szemcseméretű törmelékanyagot. Perm vagy alsó-triász durva sziliciklasztikumokból álló, vagy kristályos aljzatú, távolabbi forrásterület valószínűsíthető.

A következő, mintegy 1 m vastagságú szakasz sárgásszürke, agyagos, homokos, kavicsos mészkőalapanyagba ágyazott konglomerátumkavicsokból és -görgötegekből áll; ugyanebben az alapanyagban nagy mészkőkavicsok is előfordulnak (23., 24. ábra). A terrigén törmelékanyag mennyiségének és szemcseméretének hirtelen csökkenésével 20–30 cm vastagságú sárgásszürke, bitumenes,



23. ábra. A Somssichhegyi Formáció konglomerátum és mészkőgörgötegeket tartalmazó, homokos, kavicsos mészkőrétegei, a templom-hegyi „siklóbevágás” déli végén

Figure 23. The sandy, conglomeratic limestone beds of the Somssichhegyi Formation with boulders of conglomerate and limestone, at the southern end of the outcrop along the abandoned road-cut at the Templom-hegy



24. ábra. Konglomerátum anyagú görgeteg és a bezáró homokos mészkő (balra fent) határa. Somssichhegyi Formáció, a templom-hegyi „siklóbevágás” déli végén (vékonycsiszolat). Mércé = 1 mm

Figure 24. The boundary between a conglomerate boulder and the embedding sandy limestone matrix (upper left) in thin section. Somssichhegy Formation, at the southern end of the outcrop along the abandoned road-cut at the Templom-hegy. Scale bar = 1 mm

ammoniteszes, belemniteszes, brachiopodás mészkő következik. Ezek a rétegek feltűnően sok kövült uszadékfadarabot tartalmaznak. A következő, mintegy 6 m vastagságú mészkőösszet magassabb része kékesszürkév és tömegessé válik. A kőzetalkotó echinodermata-törmelék szemcsemérete csökken; az ammoniteszek kimaradnak, de a belemniteszek, brachiopodák és kagylók gyakoriak. A legfelső rétegekben sötétszürke, fehéren málló tűzkőgumók jelentkeznek. Ez a kovás, tűzköves jelleg még erőteljesebben mutatkozik a Somssichhegyi Formáció magasabb szintjeiben, melyek a Harsány-hegy ÉK-i lejtőjén ismertek. Itt a kovás, szivacsstűs, crinoideás, mészkőrétegek közé összefüggő tűzkőrétegek iktatódnak, majd a magasabb szinteken visszatér a durvább crinoideás, molluscás kőzetjelleg.

Fáciesértelmezés. A transzgressziós településből következtethetően a formáció legalsó rétegei egészen sekélytengeri, szublitóralis régióban rakódhattak le. A középső szakaszban fellépő nagy mennyiségű nekton (ammonitesz, belemnitesz) nyíltabb és mélyebb tengeri környezetet jelez. A felső szinteken a szemcseméret csökkenése és a tűzköves jelleg erősödése a vízmélység növekedésére utal. A Somssichhegyi Formáció Templom-hegyen feltárt összelete tehát egy fölfelé mélyülő félciklust képvisel.

Település. Fekvéje (ahol ismert) a felső-triász Mészhegyi Formáció, melyre enyhe szögdiszkordanciával következik. Fedője mindenütt a Villányi Formáció, mely üledékhezaggal, többnyire vasas kéreggel bevont, egyenetlen felszínre települ. A két formáció között szögeltérés nem mérhető, csak következtethető a Somssichhegyi Formáció területenként eltérő vastagságadataiból.

Elterjedés, vastagság. A Somssichhegyi Formáció elterjedése a felszínen a Villányi-hegység K-i részére szorítkozik (harsányi és villányi pikkely). Vastagsága erősen változó; a villányi Somssich-hegyen kb. 2 m, a

Templom-hegyen, a „siklóbevágás” szelvényében 8 m, a templom-hegyi nagy kőfejtő keleti részén kb. 5 m, a V–5 fúrásban és a „boralagútban” kb. 1 m. A Harsány-hegyen a felszínen ismert vastagsága legalább 18 m; a „Szobrosbányában” mélyített Nh–V fúrás (MARCEL 1975) szerint több mint 40 m.

Kor. A villányi Templom-hegyen és Somssich-hegyen gyűjtött gazdag ammonites fauna (AGER & CALLOMON 1971, GÉCZY 1998) a legalsó plienschichi Jamesoni Zónát igazolja; a Nagyarsány közelében („Szobrosbánya”) előkerült kagyló- és brachiopoda-fauna (SZENTE & VÖRÖS 1992) a felső-plienschichi (doméri) alemelethe utal. A Somssich-hegyi Formáció tehát helyenként az egész plienschichi emeletet kitölti.

Villányi Formáció

Ebbe a Formációba soroljuk a Villányi-hegység jól ismert, rendkívüli mértékben hézagos és kondenzált (kevesebb mint 1 m vastagságú), drapp-sárga-sötétvörös színű, erősen vasas és sztramatolitos, sok ammoniteszt tartalmazó középső-jura (felső-bath–callovi) mészkőrétegeit, melyeket hagyományosan „ammoniteszes pad” néven szoktak összefoglalni. A Villányi Formáción belül két rétegtani egység különíthető el; a felső, regionálisan követhető, sztramatolitos „Templomhegyi Mészkő Tagozat”; és az alsó, lokális, homokos mészkőből álló „Altárai Rétegtag”.

Litológiai jellemzés. A Villányi Formációnak általános jellemvonása a hézagosság és kondenzáció, a vas-oxidos keményszférák és bekérgeződések és az uralkodóan ammoniteszekből álló gazdag ősmaradványegyüttes; részletes litológiai jellemzését célszerű egységenként megadni.

Az *Altárai Rétegtag* 10 cm-es, vagy ennél kisebb vastagságú, drapp-okkersárga, egynemű, homokos mészkő, sok kagylóval és ammoniteszsel. Rétegszerű előfordulása a villányi Templom-hegyre, ezen belül is a „siklóbevágás” (beomlott „altárai”) vonalára korlátozódik. A réteg gyorsan kielődik és más feltárásokban (Somssich-hegy tető, „boralagút”) csupán a fekvő felületi egyenetlenségeiben, vagy feldolgozott kavicsok formájában található meg.

A *Templomhegyi Mészkő Tagozat* vastagsága nem haladja meg az 50 cm-t. Alsó szintje általában vasas (limonitos) kéreggel települ a különböző korú (középső-triász, kora-jura, vagy bath) fekvőre. Ez a 8–10 cm vastagságú, sárga, vagy sötétvörös, paleotrixes, mikrites mészkő tömeges vas-ooidot és limonitos onkoidokat tartalmaz. Az ooidok és onkoidok magjában kvarc, dolomit, vagy az Altárai Rétegtagból származó, homokos mészkő litoklasztjai találhatók. A vastartalom csökkenésével és az ammoniteszek felszaporodásával fejlődik ki a tulajdonképpeni „ammoniteszes pad”. Ez a 30–40 cm vastagságú képződmény jellegzetesen háromszatú: az alsó és felső szint paleotrixes mészkőbe ágyazódott nagy (5–10 cm) sztramatolitos onkoidokból áll, melyeknek magjában többnyire ammoniteszek, vagy belemniteszrosztrumok ülnek; a középső szint pedig kb. 5 cm vastagságú sztramatolitos szőnyeg, melynek felszíne jellegzetesen polygonális. A

tagozat, kis vastagsága ellenére meglepően nagy elterjedésű: a villányi Templom-hegyen és Somssich-hegyen, a Harsány-hegyen és a Csukma-hegyen (Rózsa-bánya) a felszínen tanulmányozható, és a Magyarbóly–I fúrásban is harántolták.

Fáciesértelmezés. A Villányi Formáció nagy kiterjedésű tenger alatti platón kialakult, különleges, hézagos és kondenzált üledékképződési környezetet képvisel. Az Altároi Rétegtag a kagylók paleoökológiai értékelése alapján (Vörös 1972) mély szublitóralis régióban rakódott le, ahová a környező területekről abráziós, vagy reziduális törmelékanyag is szállítódott. A Templomhegyi Mészko Tagozat esetében a paleotrixes, mikrites alapanyag, a nektikus ősmaradványcsoportok (ammonitesz, belemnitesz) dominanciája és az alárendelt mennyiségű brachiopodák és kagylók paleoökológiai értékelése (Vörös 1972, 1990) nyílt- és viszonylag mélytengeri körülményekre utal. Következésképpen a sztratolitok — RADWANSKI & SZULCZEWSKI (1965) véleményétől eltérően — nem lehetnek sekélytengeriek; az üledékmegkötéshez szükséges szerves bevonatokat és fonalakat nem képesek algák, hanem valamilyen más, nem fényfüggő szervezetszerep hozta létre.

Település. A Villányi Formáció nagy üledékhézaggal települ; fekvését igen eltérő képződmények (a középső-triász Csukmai Formáció, illetve a Templomhegyi Dolomit Tagozat, vagy a pliensbachi Somssichhegyi Formáció) képezik. Fedője mindenütt a — kis üledékhézaggal, éles határral, de mérhető szögeltérés nélkül települő — oxfordi Szársomlyói Mészko Formáció.

Kor. Az Altároi Rétegtag ammoniteszei késő-bath kort jeleznek (Discus Zóna: GÉCZY & GALÁCZ 1998). A Templomhegyi Mészko Tagozat alsó szintje az alsó-callovi Macrocephalus Zónába tartozik. A felsőbb részen az igen lassú üledékképződésből adódó „heterogén kondenzáció” rendkívül gazdag (180 faj) ammoniteszfauna felhalmozódását tette lehetővé. Ezen belül számos, egymást követő callovi horizont faunája volt kimutatható, csupán a legfőbb callovi hiányzik (GÉCZY 1982, 1984).

Szársomlyói Mészko Formáció

A Villányi-hegység mintegy 300 m vastagságú, vastagpados, többnyire fehér, vagy világosszürke mészkoösszlete, a Szársomlyói Mészko, az oxfordi, kimmeridgei és tithon emeleteket foglalja magában. Legjobban és összefüggő módon a Harsány-hegyen van feltárva; itt a tagolását és részletes mikrofáciesvizsgálatát KASZAP (1962, 1963) végezte el. A Szársomlyói Mészko alsó szintjei „pelágikus oolit” jellegűek: a mikrites, mikroonkoidos mészko nagy mennyiségű planktonikus foraminiferát tartalmaz. A pelágikus jelleg fölfelé csökken, és a kimmeridgei lombardiás horizontok után egyre több sekélytengeri ősmaradvány (pl. korall) jelenik meg a tithonban. Laterális változásai és kapcsolatai is figyelemre méltóak. A Villány–Bihari-zóna keleti részén a nyílttengeri, lejtőfáciesű Szársomlyói Mészko fokozatosan átmegy a platformjellegű Albioara Mészko és a zátonyfáciesű Cornet Mészko (BLEAHU et al. 1994).

A Templom-hegyen a Szársomlyói Mészko csak az alsó, oxfordi sorolható szakasza van meg. Ez a fehér, vagy világosszürke, vastagpados, egyveretű mészko látható a templom-hegyi nagy kőfejtő déli falában, több mint 25 m vastagságban, és ez zárja a villányi Templom-hegy jura rétegsorát. A Villányi Formációra parakonform módon települő legalsó rétegeinek mikrofaunája főként „protoglobigerinák”-ból áll. A rétegsor magasabb részén mikroonkoidok jutnak uralomra („pelágikus oolit”). Makrofaunája szegényes, néhány *Entolium* kagyló mellett néhány brachiopoda faj és kevés, meghatározhatatlan ammonitesz alkotja. A TILL (1907a) által említett ammoniteszek hollétéről nincs tudomásom.

Az oxforditól kezdődően tehát a villányi-hegységi üledékképződés jellege alapvetően megváltozott. A korábbi, kondenzált és epizodikus üledékképződést folyamatos és vastag mészko képződés váltotta fel, a pelágikus plató fölött pedig egyre sekélyebbé váló pelágikus platform fejlődött ki.

Üledékciklusok (paraszekvenciák)

A villányi Templom-hegyen feltárt mezozoos rétegsor középső (a latin tetejétől az oxfordi aljáig terjedő) szakaszának egybeszerkesztett rétegsorát a 25. ábra mutatja. Ez, lényegében a „siklóbevágás” vonalát követő szelvény.

Mészhegyi Formáció

A Templomhegyi Dolomit agyagrétegekkel váltakozó pados dolomitjára települő Mészhegyi Formáción belül három határozottan elkülönülő üledékes félciklus (paraszekvencia) ismerhető fel. Mindháromra jellemző a fölfelé finomodó szemcseméret. Mindegyikük éles, eróziós határral települ és viszonylag durva, majd finomabb szemcseméretűvé váló homokkővel indul. Az 1. (kb. 2 m vastagságú) paraszekvencia — a homokkő után — tarka agyaggal folytatódik, majd agyagos, sejtcs, dolomitos mészkoval zárul. A 2. (vastagabb, közel 5 m vastagságú) paraszekvencián belül a homokkővet agyagos homok, aleurolit és vékonyabb homokkőrétegek váltakozása követi, majd ezt a ciklust is tarka agyaggal váltakozó sejtcs, dolomitos mészko zárja. A 3. paraszekvencia a legvastagabb (kb. 8 m); a homokkő kezdőtagot itt agyag váltja fel, melyben lencsésen kiemelkedő homokkőtestek települnek, majd egy aleurolitos szakasz után vastag agyag következik.

A Mészhegyi Formáció három paraszekvenciája egy késő-triász lokális medencében végbement folyóvízi-tavi üledékes feltöltődés három fázisát rögzíti. Az alsó homokkőes tagozatok a félciklus folyóvízi kezdőtagjaiként értelmezhetők; az aleurolitos, agyagos üledékek tavi üledékeknek tekinthetők, éppúgy, mint a sejtcs, dolomitos zárótagok, melyek bepárlódás hatására kialakuló calcrete-dolomite rétegeknek minősíthetők. A paraszekvenciák felső határa éles; legfőbb tagozatuk bizonyos vastagságú része valószínűleg az erózió áldozatául esett.

Somssichhegyi Formáció

A 25. ábrán látható szelvényben a Somssichhegyi Formáció legalsó homokkőrétegei éles, eróziós határral települnek a Mészhegyi Formáció agyagos zárótagjára. Első megközelítésben a Somssichhegyi Formáció egyetlen, fölfelé finomodó és fölfelé mélyülő félciklusként értelmezhető (4. paraszekvencia), alsó szintjein uralkodó sziliciklasztikus (részben durva törmelékeny) anyaggal, ami fölfelé kimarad, és helyét mészkő, a legfelső szinteken tűzköves mészkő veszi át.

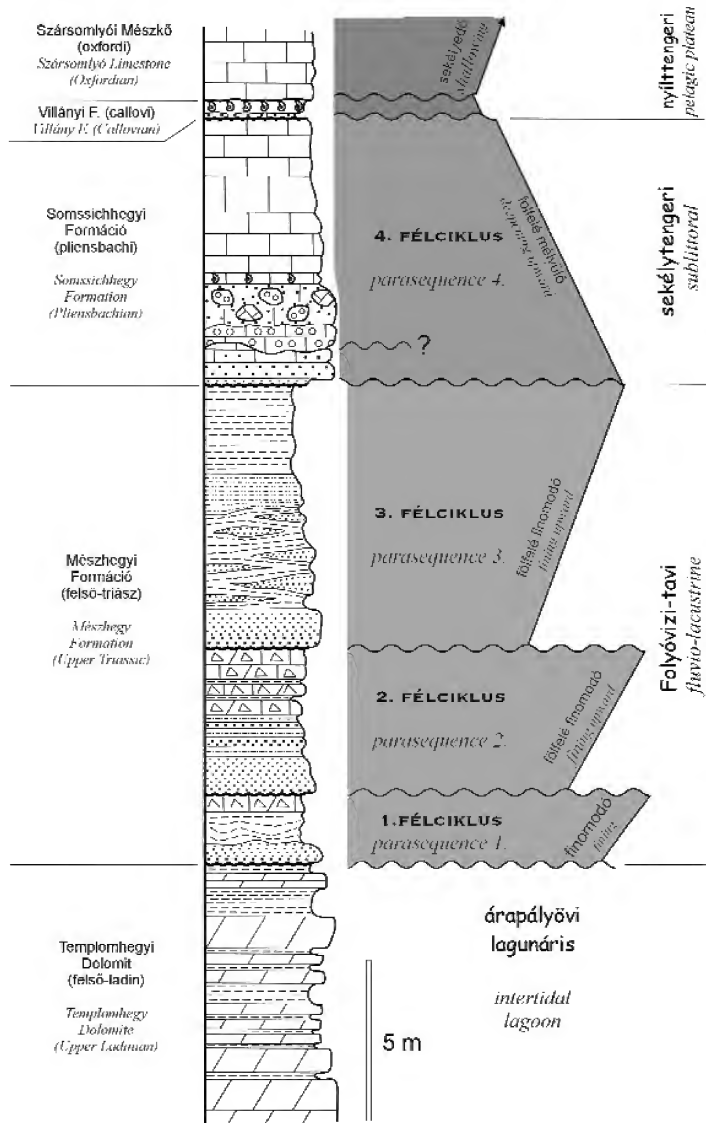
A lerakódás sekélytengeri környezetben folyt, amiről a már a legalsó 1 m-en belül megjelenő, kőzetalkotó mennyiségű echinodermata, brachiopoda és foraminifera vázanyag, továbbá a középső szintek gazdag ammoniteszfaunája tanúskodik.

Közelebbről vizsgálva a rétegsort, a 4. paraszekvencia két alciklusra bontható. A formáció legalsó, durva homokkő rétegeit 1 m-en belül csaknem tiszta (keves kvarc- és szemcsés tartalmazó) biotritális mészkő váltja fel. Ennek a mészkőpadnak a vastagsága változó; felső határa egyenetlen és éles.

Ezt a vékony alciklust követi a Somssichhegyi Formáció tulajdonképpeni fő tömege, a második alciklus, ami ismét sok sziliciklasztos anyagot tartalmaz, és durva törmelékeny üledékekkel (konglomerátum) indul. Följebb, az előző félciklus mészkővének áthalmozott tömbjeit is tartalmazó görgeteges rétegek is jelzik a második félciklus településének eróziós jellegét.

A második félciklus korát a középső szintből gyűjtött ammoniteszek egyértelműen a kora-pliensbach-i Jamesoni Zónájában adják meg. Az első (alsó) félciklus — elvileg — ennél jóval idősebb is lehet. A részben erodált mészkőrétegből eddig nem került elő rétegtani értékű ősmaradvány. A vékonycsiszolatban látható számos foraminifera között triász alakok nincsenek, a fauna jura korúnak ítéltető (GÖRÖG Á. szóbeli közlése). Ellenkező bizonyíték híján ezt a félciklust

is pliensbach-i korúnak tekinthetjük, de az ősföldrajzilag kapcsolódó területek (Mecsek, Bihar) analógiája alapján, ahol az üledékképződés már a sinemuritól tengerivé válik, nem zárható ki ez a valamivel idősebb kor sem.



25. ábra. A villányi Templom-hegyen feltárt mezozoos rétegsor középső (a ladin tetejétől az oxfordi aljáig terjedő) szakaszának összevont rétegsora, a felismert üledékes félciklusokkal (paraszekvenciákkal), a fáciesértelmezés feltüntetésével

Okkersárga = folyóvízi, tavi; zöld = partközeli, sekély szublitális; kék = nyílttengeri, mély szublitális. További jelölések a 10. ábrán

Figure 25. Composite stratigraphic column of the Mesozoic (topmost Ladinian to basal Oxfordian) series exposed on the Templom-hegy at Villány, showing the recognized sedimentary parasequences and their environmental interpretation

Ochre = fluvial, lacustrine; green = neritic, shallow sublittoral; blue = pelagic, deep sublittoral. Further legend in Figure 10

Villányi Formáció

Ezen a nagyon vékony, kondenzált formáción belül legalább két üledékciklus különíthető el, melyek azonban a korábbiaktól nagyon nagy mértékben eltérő jellegűek, és leginkább üledékképződési epizódokként írhatók le és értelmezhetők. Ezeknek a nyílttengeri hátságon epizodikus lerakódott üledékeknek a részletes elemzésével egy másik dolgozatban foglalkozom.

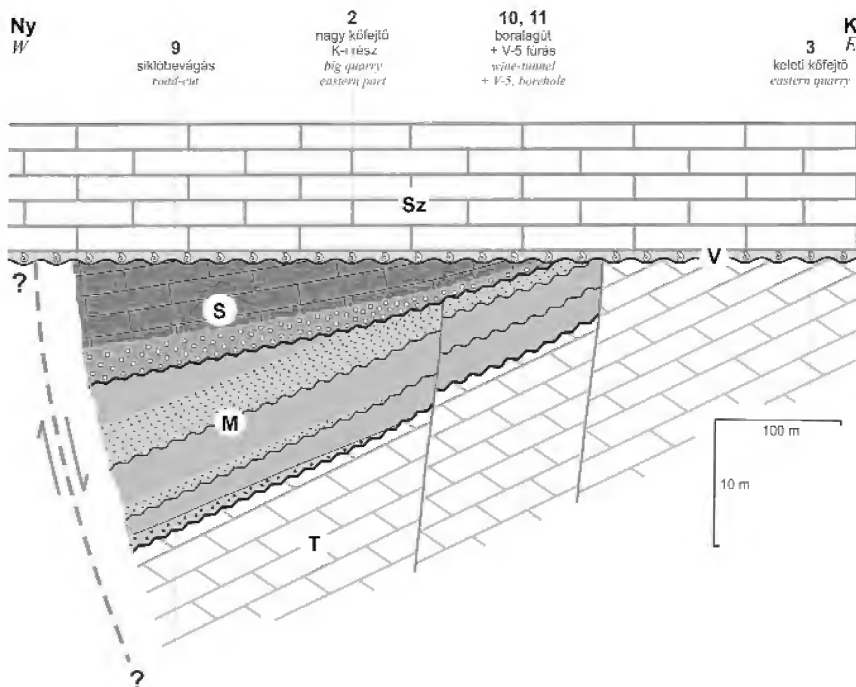
Szársomlyói Mészkö

A villányi Templom-hegy szelvényében (25. ábra) ennek a formációnak csak a legalsó rétegei tanulmányozhatók; ezek nyílttengeri hátságon, szubltorális környezetben végbement üledékképződésre utalnak. Azt, hogy a közel 300 m teljes vastagságú Szársomlyói Mészkö egésze fölfelé sekélyedő paraszekvenciát alkot, csak a Villányi-hegység más részein (pl. Harsány-hegy) lehet megfigyelni. A jelen dolgozatban ennek további részleteit nem elemzem.

Paleotektonikai kontroll

A terepi megfigyelések és adatok szerint a Mészhegyi és a Somssichhegyi Formációk vastagsága a villányi Templom-hegyen belül jelentősen változik; K-i irányban mindkettő kiékelődik. A középső- és felső-jura formációk vastagsága viszont egyenletes az egész területen. Erre az eltérésre a paleotektonikai magyarázat a legvalószínűbb: a Templomhegyi Dolomit tömege a késő-triász és a kora-jura során erőteljes töréses szerkezetalakuláson ment át; hatalmas blokkjai billenő mozgást végeztek, mielőtt a középső- és felső-jura képződmények egyenletesen lefedték volna a területet. Kézenfekvő az a feltevés is, hogy a Mészhegyi és a Somssichhegyi Formációkon belül felismert ciklusok (paraszekvenciák) előidézésében meghatározó szerepet játszottak az ismétlődő helyi tektonikus mozgások. Ezt a kérdéskört a villányi Templom-hegy csapásirányú elvi szelvényének megszerkesztésével közelíthetjük meg (26. ábra).

A villányi Templom-hegy fő tömegét adó két vastag karbonátos formáció, a Templomhegyi Dolomit és a Szársomlyói Mészkö rétegeinek átlagos dőlése jelentős



26. ábra. A villányi Templom-hegy (10-szeres túlmagyasítású) csapásirányú (Ny-K) elvi szelvénye, a késő-triász-kora-jura félárok szerkezet, és a benne aszimmetrikusan lerakódott üledékes formációk feltüntetésével

A mérhető vastagságadatokat adó szelvények és megfigyelési pontok számozása a 2. ábrán láthatókkal azonos. A vetők feltételezettek. M = Mészhegyi Formáció; T = Templomhegyi Dolomit Formáció; Sz = Szársomlyói Mészkö Formáció; V = Villányi Formáció. További jelkules a 10. ábrán

Figure 26. E-W-trending conceptual cross section through the Templom-hegy at Villány (vertical exaggeration $\times 10$), showing the Late Triassic to Early Jurassic half-graben structure and the asymmetric accumulation of sediments

The numbering of the sites of thickness measurements is identical with that in Fig. 2. Faults are speculative or inferred. M = Mészhegyi Formation; T = Templomhegyi Dolomite Formation; Sz = Szársomlyói Limestone Formation; V = Villányi Formation. Further legend in Figure 10

mértékben eltér. A Szársomlyói Mészkö dőlésadatai alig szórnak; tíz saját mérés átlaga 161/52° (és ez a Villányi Formációra is érvényes). Ezzel szemben a Templomhegyi Dolomit rétegein általam a felszínen mért tíz adat jelentős szórást mutat (163/61°–173/50°); az átlagdőlés 167/56°. A vasútállomási kőfejtő középső szakaszán mutatkozó 70°-ot is meghaladó dőlést, és a „borpince barlangjában” mért 180/60°-os adatot is figyelembe véve megállapítható, hogy a két nagy kőzettest dőlése és csapása közötti eltérés minimálisan 6°, de helyenként a 20°-ot is megközelíti.

A 26. ábrán látható túlmagasított szelvény szerkesztéséhez, kiindulásként saját átlagdőlési adataimat használtam, melyek szerint a Templomhegyi Dolomit és a Villányi + Szársomlyói Formáció között csapásban legalább 6° eltérés adódik. Ez, 100 m távolságon mintegy 10 m különbséget jelent a Templomhegyi Dolomit teteje és a középső–felső-jura kőzettest alja között. Természetesen a dőlésadatok ilyen egyértelmű extrapolációja félrevezető lehet, ezért a szelvény szerkesztéséhez a néhány ponton mérhető, konkrét rétegvastagsági adatokat is felhasználtam. Ezek szerint a Somssichhegyi Formáció vastagsága a „siklóbevágásnál” 8 m, a nagy kőfejtő keleti részén 5 m, a „boralagút” vonalában 1,5 m; a Mészhegyi Formáció a „siklóbevágásnál” 14 m, a „boralagút” vonalában 7,5 m vastagságú, a keleti kőfejtőben pedig egyik formáció sincs meg.

A konceptuális modell jellegű szelvény (26. ábra) a Villányi + Szársomlyói Formációt vízszintes helyzetben mutatja, a nyugati dőlésű Templomhegyi Dolomit tagolt felszínén pedig egy nyugat felé mélyülő félárok szerkezetet rajzol ki, amit a Mészhegyi és a Somssichhegyi Formációk töltene ki. A modell alapvető eleme a nyugaton lévő lisztrikus normál vető, ami a félárok szerkezet blokkjának ismétlődő forgó mozgását megszabta. Pontos helye nem ismert; valószínű, hogy nem a mai Templom-hegyen belül, hanem kissé nyugatabbra keresendő. Aktivitása a ladin után kezdődött és a középső–juráig tarthatott; a callovi képződményt már nem érintette.

A Mészhegyi Formáción belül elkülönített három paraszekvencia térbeli fázisváltozásai részben spekulatív megfontolásokon alapulnak, mert sem a „boralagút”, sem a V–5 fúrás nem adott lehetőséget a „siklóbevágáshoz” hasonló részletességű megfigyelésekre. Minden esetre az valószínű, hogy a három paraszekvencia, kelet felé csökkenő vastagsággal, az egész félárokban kifejlődött. Feltűnő, hogy a V–5 fúrásban az agyagos, sejtes mészkö uralkodik, és homokkőes rétegek csak a legfőbb szinteken jelentkeznek. Ez azt jelenti, hogy az 1. és 2. paraszekvencia homokkő kezdőtagjai kelet felé kimaradnak, és agyagos mészkövel (calcrete, dolocrete) helyettesítődnek.

Összefoglalólag ez úgy értelmezhető, hogy az enyhe lejtésű, aszimmetrikus medence mélyebb részein halmozódtak fel a paraszekvenciák folyóvízi kezdőtagjai (homokkő), míg a medence nagyobb részén tavi környezet és üledékképződés uralkodott (agyag, calcrete). Miután az első paraszekvencia üledékei feltöltötték a sekély medencét, hosszabb szárazföldi időszak és üledékszűnet következett. A lisztrikus vető felújulása és újabb rotációs blokkmozgás

újabb aszimmetrikus medencét hozott létre, amelyet a következő paraszekvencia üledékei töltöttek fel. Újabb üledékszűnet és eróziós periódus után a harmadik paraszekvencia üledékei rakódtak le, az előzőekhez hasonló eloszlást követve. A Mészhegyi Formáció paraszekvenciáinak esetében tehát a rendelkezésre álló akkomodációs teret az epizodikus ismétlődő tektonikus mozgások szabták meg. A lokális félárok jellegű medence teljes feltöltődése jelentette egy-egy üledékes félciklus végét. Ez a folyamatsor valamikor a késő-triász során, esetleg nagy időhözágokkal elválasztott, rövid fázisokban mehetett végbe.

A Mészhegyi Formáció üledékeinek jellege éghajlati ciklusosságot mutat: homokkő (folyóvíz) > agyag (tavi környezet) > calcrete-dolocrete (bepárlódás). A hasonló késő-triász ciklusosságot a hasonló (alacsony szélességi) ősföldrajzi zónába tartozó területeken (Newark-medence: SMOOT 1991, OLSEN & KENT 1996; Germán-medence: REINHARDT & RICKEN 2000, VOLLMER et al. 2008) orbitálisan vezérelt monszun-ciklusokként értelmezték. Ezek a területeken a nagy területű playa-tavak vízszint ingadozásaiban 20 ezer éves (precessziós), valamint 100 ezer, 413 ezer és 2 millió éves (excentricitási) ciklusokat mutattak ki. Ha a Mészhegyi Formáció ciklusai ilyen eredetűek lennének (a késő-triász időtartamát 24 millió évnél tekintve), még a leghosszabb ciklusból is 12 kellene, hogy megjelenjen. Villányban azonban csak három mutatható ki. Ezért, bár a Mészhegyi Formáció ciklusain belül felismerhető a monszun-ciklusosság, a tektonikus eredet biztosra vehető; az epizodikus kialakult akkomodációs teret a félárok szerkezet időnkénti billenő mozgása hozta létre.

A Somssichhegyi Formáció (4. paraszekvencia) K-i irányú kiékelődését több ponton nyert adatok bizonyítják; erre a jelenségre már korábban is felhívtam a figyelmet (VÖRÖS 1972, 1. ábra). Az alsó, vékony alciklus eddig csak a „siklóbevágás” szelvényéből ismert; keleti irányban valószínűleg áldozatul esett a rákövetkező, második alciklust megelőző erózióknak, áthalmazott görgetegei ugyanis megjelennek a második alciklus alsó, durva törmelékes rétegeiben. A Somssichhegyi Formáció fő tömegét kitevő második alcikluson belül az alsó, durva törmelékes tagozat K-i irányban kivékonyodik (26. ábra). A felső, mészköves tagozat szintén nyugaton („siklóbevágás”) a legvastagabb, de ebben az esetben a vastagságkülönbséget eredményező folyamatok között a későbbi erózió hatásával is számolnunk kell.

A Somssichhegyi Formáció (4. paraszekvencia) két alciklusának lerakódása a kora-jura során, már tengeri körülmények között ment végbe. A kezdeti, partközeli, sekély szublitóris környezet később mélyebb tengerivé vált, és nagyon valószínű, hogy a pliensbachi során a villányi régió távolabbi részeit is elborította a tenger. Ehhez a paraszekvenciához kereshetnénk euszatikus tengerszint-emelkedésből adódó kiváltó okot a vonatkozó szakirodalomban (pl. HAQ et al. 1987, HALLAM 2001), és találhatunk is a sok közül olyan csúcst, ami a kora-pliensbachi Jamesoni Zónára esik. Esetünkben azonban az euszatikus kontrollal

szemben a helyi tektonika volt meghatározó, hiszen a tengeri üledékképződés a pliensbachit követően nem folytatódott, annak ellenére, hogy az idézett tengerszint-görbék a jura során fokozatos emelkedést mutatnak. A 26. ábrán látható, hogy a késő-triászban kialakult tektonikai rendszer a jura első felében is tovább működött: a félárok jellegű medenceszerkezet világosan felismerhető.

A pliensbachitól a bathig nincs üledékes dokumentáció a villányi területről. A bath–callovitól kezdve azonban egyértelműen bizonyítható, hogy a terület szerkezeti-ősföldrajzi fejlődése gyökeresen megváltozott. A félárok-szerkezeteket előidéző vetőmozgások megszűntek, és a Villányi-hegység egykori területe, egységesen viselkedő tenger alatti hátságként, lassú süllyedésnek indult.

Nagyszerkezeti helyzet, süllyedéstörténet

A Villányi-hegység a Tiszai nagyszerkezeti egység (más néven Tiszai-, vagy Tisia-terrénum) Villány–Bihari-zónájához tartozik (KOVÁCS et al. 2000, HAAS 2001, CSONTOS & VÖRÖS 2004, VÖRÖS & CSONTOS 2006a). A Villány–Bihari-zóna ősföldrajzi és medencefejlődési szempontból a Tiszai nagyszerkezeti egység „gerincének” tekinthető. A késő-permtől a középső-triászig nagyjából egységes Tiszai-terrénum ősföldrajzi képe a késő-triász kezdetén megbomlik: ettől kezdve, egészen a kréta közepéig, a Villány–Bihari-zóna szerkezetiileg kiemelt hátsággént jelentkezik a tőle északra húzódó Mecseki-, illetve délre fekvő Codru-zónák gyorsabban süllyedő és mélyebb medence területei között (VÖRÖS & CSONTOS 2006a, VÖRÖS 2006).

A középső-triász végén jelentkező másik lényeges változás a Villány–Bihari-zónát a Mecsekihez kapcsolja. Mindkét területre jellemző, hogy az egységes karbonátos rámpa a középső-triász végén kibillent blokkokra tagolódott, és a félárok jellegű medencékben a karbonátos üledékképződést keuper-jellegű terrigen törmelékes rétegek lerakódása váltotta fel. Ennek az alapvető szerkezeti-ősföldrajzi változásnak a jelentőségét NAGY E. (1969, 1971) ismerte fel, aki, kitűnően illusztrált munkáiban, a „lábai fázis” megnyilvánulásaiént értelmezte a fenti jelenség-együttest. A félárkok volumene jelentősen eltért a két területen, az üledékgyűjtő medencék szakaszosan süllyedő tektonikus félárkok jellege azonban továbbra is a közös vonásuk maradt, egészen a jura közepéig.

Ez a középső-triász végétől a középső-jura végéig tartó szakasz világosan kirajzolódik a Villányi-hegység mezozoos képződményeinek vastagságadatai alapján szerkesztett süllyedéstörténeti diagramon (27. ábra). Az első 20 millió év alatt, a kora-triász sziliciklasztos üledékek felhalmozódása és a középső-triász karbonátplatformok képződése során, a terület mintegy 900 métert süllyedt. Ezután a kéreg süllyedése — meglepő módon — szinte teljesen megállt: ebben a több mint 60 millió éves intervallumban a villányi terület nettó süllyedése átlagosan csupán 50 méter körüli. Időnként és helyenként, a billenő blokkok pozitív szárnyán jelentős kiemelkedés és erózió is végbement. Ennek példája

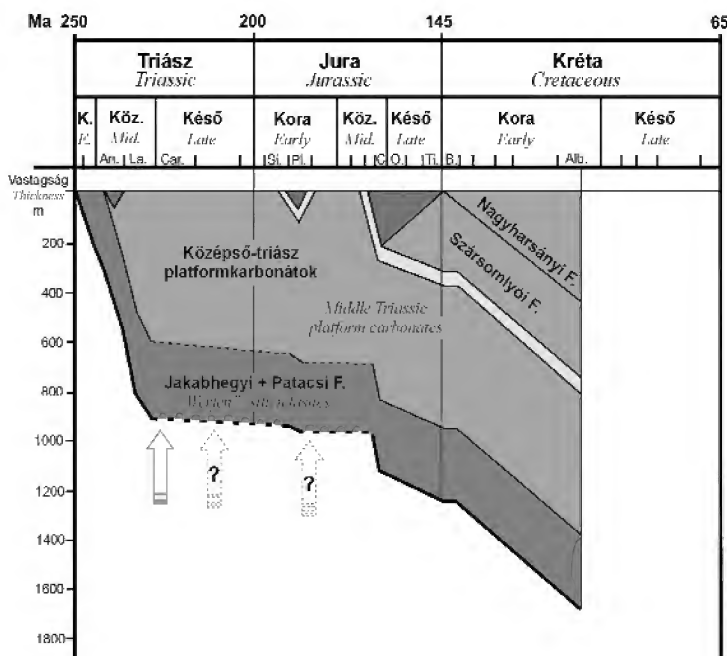
a Rózsa-bánya (Siklós) rétegsora, ahol a callovi Villányi Formáció a középső-triász Csukmai Dolomitra települ (GALÁCZ 2007); tehát itt a feltehetően 100 méternyi vastagságú Templomhegyi Dolomit az erózió áldozata lett. A középső-jura végétől a kréta közepéig tartó (60 millió évnnyi) újabb általános süllyedési periódus két szakaszra oszlik: a késő-jura tengermedence feltöltődése után, a Szársomlyói Mészke Formáció karsztosodott felszínén kifejlődött karbonát-platform (Nagyharsányi Formáció) a süllyedéssel lépést tartva halmozódott fel az albai közepéig, amikor az aljzat teljes süllyedése megközelítette az 1700 métert.

A fenti, hosszú időtartamú, késő-triász–középső-jura „süllyedésmentes” intervallumot tekintve a villányi terület süllyedéstörténete markánsan eltér az alp–kárpáti régió túlnyomó részétől. A kora-mezozoos Tethyst övező selfek süllyedési görbéje lényegében megfelel a passzív kontinensperemek riftesedést követő süllyedési tendenciának: az intenzív kora- és középső-triász süllyedés folytatódott a késő-triászban és alig mérséklődött, egészen a késő-jura, vagy kréta kollízióig, amikorra 6–8 km vastagságú üledék halmozódott fel (pl. Déli Alpok: WINTERER & BOSELLINI 1981; Dunántúli-középhegység: HAAS et al. 1995).

Másrészt, a villányival nagymértékben egyező jellegűek a nyugat-alpi Helvétikum süllyedési görbéi (Mürtschen, Vättis: FUNK 1985), és hasonlólt szerkeszthetnénk a Briançonnais-zóna, a Magas-Tátra, vagy a Bihar-hegység egyes szelvényei alapján is. Ezek ugyanis — a helyenként jelentősen eltérő (500–2500 m) üledékvastagság ellenére — világosan mutatják a késő-triász–középső-jura süllyedésmentes intervallumot. A legtöbb triász ősföldrajzi rekonstrukció szerint ezek a területek a Tethystől távolabb, az európai self belső részén helyezkedtek el, a később felnyíló Liguri–Pennini–Vah-óceán nyomvonalától részben északra, részben délre (MICHALÍK & KOVÁČ 1982, TOLLMANN 1987, ZIEGLER 1988, DERCOURT et al. 1990, VÖRÖS 1993, HAAS et al. 1995, HAAS & PÉRO 2004, CSONTOS & VÖRÖS 2004, VÖRÖS & CSONTOS 2006b), melyet kevésbé érintett a passzív kontinensperemekre jellemző termális süllyedés. Ez eredményezhette a kisebb mezozoos üledékvastagságot, de a süllyedés ilyen hosszú időtartamú leállására és emelkedő mozgásokra nem ad magyarázatot.

A középső-triász végén kezdődő tektonikus esemény (lábai fázis: NAGY E. 1969, 1971) kapcsolja össze a félárkok keletkezését az általános süllyedő kéregmozgás inverziójával, ami a Tiszai-egység mellett az alpi térség fent említett, többé-kevésbé „cilindrikus” sávjára is jellemző. Ebben a sávban, a Tethyst övező külső selfektől eltérően, a középső-triász végétől a jura közepéig — közel 70 millió éven át — a kéreg általános süllyedése szünetelt. Ennek oka regionális kompresszió lehetett, amit egyidejű extenziós mozgások egészítettek ki. Ezt a félárkok jellegű medencékkel tarkított, jórészt kiemelt területekből álló sávot — ami morfológiai szempontból a mai észak-amerikai Basin and Range provinciával állítható párhuzamba — *Paleoalpi-vonulat* névvel illethetjük.

A kompressziós feszültségeter előidézhette az ekkor végbemenő „kimmériai hegységképződés” (ŠENGÖR et al.



27. ábra. A Villány-hegység mezozoos képződményeinek vastagságadatai alapján szerkesztett süllyedéstörténeti diagram. A geokronológiai korok GRADSTEIN et al. (2004) nyomán

A piros nyilak a bizonyított, vagy valószínűsített kiemelkedési fázisok időpontját jelzik. Kék = tengervíz; szürke = felső-triász, alsó-jura és középső-jura formációk; Ma = millió év; K. = kora; Köz. = középső; An. = anisusi; La. = ladin; Car. = karni; Si. = sinemuri; Pl. = plienbach; C = callovi; O. = oxfordi; Ti. = tithon; B. = berriasi; Alb. = albai

Figure 27. Subsidence diagram constructed on the basis of thickness data of the Mesozoic formations of the Villány Mountains. Age data from GRADSTEIN et al. (2004)

Red arrows mark the proved or probable times of phases of tectonic uplift. Blue = sea water; grey = Upper Triassic, Lower Jurassic and Middle Jurassic formations; Ma = million years; E. = Early; Mid. = Middle; An. = Anisian; La. = Ladinian; Car. = Carnian; Si. = Sinemurian; Pl. = Pliensbachian; C = Callovian; O. = Oxfordian; Ti. = Tithonian; B. = Berriasian; Alb. = Albian

1980, MICHALÍK & KOVÁČ 1982, ZIEGLER 1988, JUREWICZ 2005), melynek során, a Paleotethys szubdukciója révén a kimmériai kontinens Laurázsia déli peremének ütközött. Az ennek eredményeként létrejött, Irán és Anatólia vonalában igen fejlett kimmériai orogén öv azonban ŞENGÖR (1984) részletes elemzése szerint a Balkán-hegységben, vagy esetleg a Keleti-Kárpátokban elvégződött, és nem terjedt ki az alpi térség nyugati részére. A Paleoalpi-vonulat vonalában jelentkező tektonikai változások időben a kimmériai orogenezis lábai fázisához köthetők, de miután kollízióra utaló térrövidülések (gyűrődés, takaróátolódás) nem észlelhetők, a jura középeig tartó, lényegében állandó kompressziónak más oka lehetett.

Valószínű, hogy a Paleoalpi-vonulat vonalában fellépő kompressziót egy erőteljes balos oldaleltolódásos (strike-slip) feszültségtér eredményezte, aminek hatására, az uralkodó transzpresszió mellett, időről-időre transztenziós medencék alakulhattak ki (VÖRÖS & CSONTOS 2006b). Ez a széles és összetett zóna a globális lemezhatárokhöz kapcsolódott: a későbbi középső Atlanti-óceán vonalában nagyszabású balos eltolódási zóna volt a késő-triász és kora-

jura folyamán (SWANSON 1982), ami a karni korszakban riftesedni kezdett (PIQUÉ & LAVILLE 1996, LE ROY & PIQUÉ 2001) és a maghrebi transzform zónán keresztül kapcsolódott az alpi területekhez (TRÜMPY 1988, ZIEGLER 1988), tehát a Paleoalpi-vonulathoz is. A transzpressziós feszültségtér fennmaradt még akkor is, amikor a középső Atlanti-óceán kinyílása elkezdődött (toarci-aaleni: HALLAM 1975, STAMPFLI & BOREL 2002). Az ennek folyamánként az alpi területeken kialakult Liguri-Pennini óceáni sáv még kevésbé érintette a Paleoalpi-vonulatot; a transzpresszió folytatódott a középső-jura végéig, amikor egy újabb riftesedés mentén a Valaisi-Magura óceáni sáv jelent meg a korábbi strike-slip zónák helyén. Ezáltal a Paleoalpi-vonulat területe szét darabolódott: a Helvétikum az európai selfen maradt, a Briançonnais, a Tátrai és a Tiszai (Villány-Bihari) területek pedig önálló mikrokontinensek részeivé váltak (CSONTOS & VÖRÖS 2004, HAAS & PÉRO 2004, JUREWICZ 2005, VÖRÖS & CSONTOS 2006b). Ettől kezdve, a késő-jurában, a Paleoalpi-vonulat részterületeinek (Briançonnais, középső Penninikum, Czorsztyn-hátság, Magas-Tátra, Villány-Bihari-zóna) süllyedési rátája újból fölvetette a passzív kontinens-

peremekre jellemző értéket, de viszonylagos kiemelt helyzetüket megtartották, mert a Tethyst övező selfeket érintő folyamatos kéreg-kivékonyodás ezeken a hátság jellegű területeken közel 70 millió éves késleltetést szenvedett.

Egy ilyen hátságon rakódott le a villányi Templom-hegy rendkívül hézagos mezozoos rétegsora, melynek — késleltetett, de talán nem jóvátehetőenül megkésett — értékelése erről a közel 70 millió évről nyújt híradást.

Köszönetnyilvánítás

Első helyen GÉCZY Barnabásnak mondok köszönetet. Ő indított el, és irányította kezdő lépéseimet a villányi jura kutatásában; egyetemi szakdolgozatom és doktori értekezésem nem készült volna el hathatós segítségével nélkül. Munkámat később is figyelemmel kísérte és ösztönözte.

Villányi földtani és őslénytani kutatásaimban — különösen a kezdeti időkből — GALÁ CZ András volt állandó és nélkülözhetetlen társam; a közös terepmunka és az együttgondolkodás mindig élményszerű és termékenyítő volt.

Egyetemi oktatóim közül különösen KASZAP Andrásról, a villányi téma korábbi kutatójától és kiváló ismerőjétől, és ORAVE CZ Jánostól kaptam sok segítséget és hasznos tanácsokat.

Különös köszönettel tartozom — a korán elhunyt — SZABÓ Péternek, aki szakdolgozati munkám során határ-

talán lelkesedéssel támogatott és minden rendelkezésre álló villányi adatát átadta. Ezt a nagylelkűséget csak évtizedek múltán tudtam igazán felbecsülni, belegendolván, hogy SZABÓ Péter tíz évvel előttem ugyanott, a villányi Templom-hegyen készítette földtani szakdolgozatát, és belegendolván, hogy én, hasonló helyzetben aligha lettem volna képes egy ugyanilyen önzetlen gesztusra.

Derek AGER, John CALLOMON, Hugh TORRENS és Nicol MORTON brit professzorok sokat segítettek a hézagos jura rétegsor kőzetjellegeinek felismerésében.

NAGY Elemér figyelemmel kísérte és támogatta munkálkodásomat; neki köszönhetem, hogy az első között lehettem, akik még üde állapotában láthatták az 1979-ben letakarított templom-hegyi „siklóbevágási” szelvényt.

BUDAI Tamás adattári források felkutatásával, PÁLFY József és SZENTE István szakirodalmi adatokkal és hasznos tanácsokkal segítette munkámat.

A villányi mezozoos fejlődéstörténet tágabb ősföldrajzi keretbe helyezését nagyban elősegítette a Krzysztof BIRKENMAJER, Sever BORDEA, Gheorghe MANTEA, Jozef MICHALÍK, Jozef PEVNÝ, valamint BUDAI Tamás, CSÁSZÁR Géza, CSONTOS László, GALÁ CZ András, HAAS János, HORVÁTH Ferenc, KÁZMÉR Miklós, PÉRÓ Csaba, RÁLISCHNÉ FELGENHAUER Erzsébet és TÖRÖK Ákos kollégákkal végzett számos közös terepbejárás és konzultáció.

Végezetül RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., GALÁ CZ A. és KONRÁD Gy. lektoroknak mondok köszönetet fáradtságos munkájukért és értékes tanácsaikért.

Irodalom — References

- AGER, D. V. & CALLOMON, J. H. 1971: On the Liassic age of the “Bathonian” of Villány (Baranya). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **14**, 5–16.
- AL-JUBOURY, A. 2007: Petrography and major element geochemistry of Late Triassic Carpathian Keuper sandstones: Implications for provenance. — *Bulletin de l’Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre* **29**, 1–14.
- ARKELL, W. J. 1956: *Jurassic Geology of the World*. — Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 806 p.
- BÉRCZI-MAKK, A. 1986: Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 261–282.
- BERGERAT, F. & CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleo-stress field in the Mecsek–Villány mountains (Hungary): correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 81–100.
- BLEAHU, M., BORDEA, S., PANIN, S., ȘTEFĂNESCU, M., SIKIĆ, K., HAAS, J., KOVÁCS, S., PÉRÓ, Cs., BÉRCZI-MAKK, A., KONRÁD, Gy., NAGY, E., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. & TÖRÖK, Á. 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. — *Acta Geologica Hungarica* **37/3–4**, 187–234.
- BOHN P. (szerk.) 1984: *Magyarország mélyfúrási alapadatai. Retrospektív sorozat, 3 (1866–1973)* — MÁFI, Budapest, 606 p.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon Formations in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 1–209.
- CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén*. — Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÖRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **357**, 81–102.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E., ADAMIA, S., CSÁSZÁR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SÂNDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOUMATCHENKO, P. 1990: *Northern Margin of Tethys. Paleogeographical Maps*. — Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- FUNK, H. 1985: Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. — *Eclogae geologicae Helveticae* **78/2**, 249–272.
- FÜLÖP, J. 1966: Les formations crétacées de la Montagne de Villány. — *Geologica Hungarica series Geologica* **15**, 1–131.
- GALÁ CZ, A. 2007: Siklós (Máriagyűd), Rózsabánya. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben [Palaeontological excursions in Hungary and Transylvania]*. — Hantken Kiadó, Budapest, 160–162.
- GALÁ CZ, A. & VÖRÖS, A. 1969: Belemnite fauna of the ammonite-rich Callovian bed at Villány, South Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **12** (1968), 117–139.

- GÉCZY, B. 1971: L'âge du banc à ammonites de Villány. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **54/2**, 465–469.
- GÉCZY B. 1982: A villányi jura ammoniteszek (Les Ammonites jurassiques de Villány). — *Földtani Közlemények* **112**, 363–371. (In Hungarian with French abstract)
- GÉCZY, B. 1984: The Jurassic ammonites of Villány. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **24** (1982), 189–198.
- GÉCZY, B. 1998: Lower Pliensbachian ammonites of Villány (Hungary). — *Hantkeniana* **2**, 5–47.
- GÉCZY, B. & GALÁCZ, A. 1998: Bathonian ammonites from the classic Middle Jurassic locality of Villány, South Hungary. — *Revue de Paléobiologie* **17/2**, 479–511.
- GÉCZY B. & GALÁCZ A. 1999: Bath ammoniteszek Villányból (Bathonische Ammoniten aus Villány, Südungarn). — *Földtani Közlemények* **129/2**, 191–211. (In Hungarian with German abstract)
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. 2004: *A Geological Time Scale*. — Cambridge University Press, 589 p.
- HAAS J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztratógráfiai alapegységei, Triász*. — MÁFI, Budapest, 278 p.
- HAAS, J. (ed.) 2001: *Geology of Hungary*. — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.
- HAAS J. (szerk.) 2004: *Magyarország geológiája, Triász*. — Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
- HAAS, J., KOVÁCS, S. & TÖRÖK, Á. 1995: Early Alpine shelf evolution in the Hungarian segments of the Tethys margin. — *Acta Geologica Hungarica*, **38/2**, 95–110.
- HAAS, J. & PÉRO, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93**, 297–313.
- HALLAM, A. 1975: *Jurassic Environments*. — Cambridge University Press, 269 p.
- HALLAM, A. 2001: A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167/1–2**, 23–37.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). — *Science* **235**, 1156–1167.
- HOFFMANN, K. 1876: Mittheilungen der Geologen der k. ungar. geologischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten in den Jahren 1874 und 1875, b). — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1876/1), 22–24.
- JUREWICZ, E. 2005: Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. — *Acta Geologica Polonica* **55/3**, 295–338.
- KASZAP A. 1958: Dogger rétegek újból feltárása a Villányi hegységben. — *Földtani Közlemények* **88/1**, 119–121.
- KASZAP A. 1959: Dogger rétegek a Villányi-hegységben. — *Földtani Közlemények* **89/2**, 262–269.
- KASZAP A. 1961: Bath–kallóvi rétegek a Villányi-hegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2**, 523–527.
- KASZAP A. 1962: A Villányi-hegység malm rétegeinek mikrofácies-vizsgálata. — *Földtani Közlemények* **92/1**, 61–68.
- KASZAP, A. 1963: Investigations on the microfacies of the Malm beds of the Villány Mountains. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **6**, 47–57.
- KOTAŃSKI, Z. J. 1956: O stratygrafii i paleogeografii kajpro wierchowego w Tatrach. — *Acta Geologica Polonica* **6/3**, 273–286.
- KOTAŃSKI, Z. J. 1959: Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — *Acta Geologica Polonica* **9/2**, 113–145.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, Gy., CSÁSZÁR, G. & NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* **43/3**, 225–328.
- KORMOS T. 1917: A Villányi hegység preglaciális képződményei és faunájuk. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról*, 399–415.
- KORMOS T. 1937: A Villányi hegység felsőpliocénkori csont breccchiának földtani viszonyai és a lelőhelyek története. Zur Geschichte und Geologie der oberpliocänen Knochenbrecczien des Villányer Gebirges. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **56/3**, 1061–1100.
- LENZ, O. 1872: Aus dem Baranyer Comit. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1872), 290–294.
- LE ROY, P. & PIQUÉ, A. 2001: Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to Central Atlantic opening. — *Marine Geology* **172/3–4**, 359–381.
- LÓCZY L. ifj. 1912: A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. Die geologische Verhältnisse der Villányer und Bányer Gebirge. — *Földtani Közlemények* **42**, 672–695, 781–807.
- LÓCZY L. ifj. 1913: Baranya vármegye déli hegyvidékének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1912-ről*, 171–182.
- LÓCZY, L. ifj. 1915: Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. — *Geologica Hungarica* **1/3–4**, 255–502.
- LÓCZY L. 1945: Igazgatói jelentés a m. Kir. Földtani Intézet 1943. évi működéséről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1943-ról*, 1–45.
- LÖRENTHEY I. 1907: Vannak-e juraidőszaki rétegek Budapesten? — *Földtani Közlemények* **37**, 359–368.
- MARCEL F. (szerk.) 1975: *Magyarország mélyfúrásai alapadatai (1971)* — MÁFI, Budapest, 550 p.
- MICHALÍK, J. & KOVÁČ, M., 1982: On some problems of palinspastic reconstructions and Ceno-Mesozoic paleogeographical development of the Western Carpathians. — *Geologický Zborník, Geologica Carpathica* **33/4**, 481–507.
- NAGY E. 1969: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan (Unterliass-Kohlenserie des Mecsek-Gebirges. Geologie). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/2**, 1–970.
- NAGY E. 1971: A lábai fázis jelentősége a Dunántúli szerkezetfejlődése szempontjából (Significance of the Laban phase in view of the structural development of Transdanubia). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, 583–586.
- NAGY, E. & NAGY, I. 1976: Triasbildungen des Villányer Gebirges. — *Geologica Hungarica series Geologica* **17**, 113–227.
- NOSZKY J. 1961: Magyarország jura képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/2**, 375–392.

- OLSEN, P. E. & KENT, D. V. 1996: Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **122**, 1–26.
- PÁLFY M. 1901: Geológiai jegyzetek néhány dunamenti kőbányáról. — *Földtani Közlöny* **31**, 150–155.
- PÁLFY, M. 1907a: Bemerkungen zu Herrn Tills Mitteilung: „Der fossilführende Dogger von Villány”. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 131–134.
- PÁLFY, M. 1907b: Erwiderung auf Herrn Tills Entgegnung. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 360–364.
- PETERS, K. F. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. — *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften* **46**, 1–53.
- PETRIK A. B. 2009: A villányi-hegységi mezozoos képződmények mikrotektonikai méréseinek értelmezése. — *Földtani Közlöny* **139/3**, 217–236.
- PIQUÉ, A. & LAVILLE, E. 1996: The Central Atlantic rifting: reactivation of Palaeozoic structures? — *Journal of Geodynamics* **21/3**, 235–255.
- RADWAŃSKI, A. & SZULCZEWSKI, A. 1965: Stromatolitok a Villányi-hegység jura rétegeiben. — *Földtani Közlöny* **95/4**, 418–422.
- RADWAŃSKI, A. & SZULCZEWSKI, A. 1966: Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **9** (1965), 87–107.
- RAKUSZ Gy. & STRAUZ L. 1953: A Villányi-hegység földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **41/2**, 1–43.
- RALISCHNÉ FELGENHAUER E. 1985: Villányi-hegység, Villány, Templomhegyi siklóbevágás (Villány Mountains, Villány, Sikló-cut of Templomhegy). — In: Magyarország geológiai alapszelvényei (Geological key-sections of Hungary). MÁFI, Budapest, 5 p.
- RALISCHNÉ FELGENHAUER E. 1987: Villányi-hegység, Villány, Templom-hegyi alsó kőfejtő (Lower quarry of Templom-hegy, Villány, Villány Mountains). — In: Magyarország geológiai alapszelvényei (Geological key-sections of Hungary). MÁFI, Budapest, 5 p.
- REINHARDT, L. & RICKEN, W. 2000: The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaeon monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161**, 205–227.
- RÓNAKI L. 2000: A Villányi-hegység és a Beremendi-rög barlangjai. — Beremend, 118 p.
- SCHAFARZIK F. 1904: A Magyar Korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. — Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 413 p.
- SENGÖR, A. M. C., 1984: The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. — *Geological Society of America, Special Paper*, **195**, 1–82.
- SENGÖR, A. M. C., YILMAZ, Y. & KETIN, I. 1980: Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? — *Geological Society of America, Bulletin* **91/10**, 599–609.
- SMOOT, J. P. 1991: Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **84**, 369–423.
- STAMPEL, G. & BOREL, G., 2002: A plate-tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. — *Earth and Planetary Science Letters* **196**, 17–33.
- STRAUSZ L. 1952: A Dunántúl délkeleti részének földtani felépítése. — *Földrajzi Értesítő* **1/2**, 219–236.
- SWANSON, M. T. 1982: Preliminary model for an early transform history in central Atlantic rifting. — *Geology* **10**, 317–320.
- SZENTE I. & VÖRÖS A. 1992: A Pliensbachian (Early Jurassic) bivalve fauna from the Harsány-hegy: first record of the Domerian substage from the Villány Hills (Southern Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **15**, 95–104.
- TILL, A. 1906: Der fossilführende Dogger von Villány (Südungarn). — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1906), 365–368.
- TILL, A. 1907a: Zur Ammonitenfauna von Villány (Südungarn). — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 121–129.
- TILL, A. 1907b: Herrn Dr. M. v. Pálffy zur Entgegnung bezüglich Villány. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1907), 246–250.
- TILL, A. 1909: Neues Material zur Ammonitenfauna des Kelloway von Villány. — *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* (1909), 191–195.
- TILL, A. 1910–1911: Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villány (Ungarn). — *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients* **23**, 175–199, 251–272 (1910); **24**, 1–49 (1911).
- TOLLMANN, A. 1987: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **80**, 47–113.
- TÖRÖK, Á. 1998: A Mecsek–Villányi egység triász képződményeinek rétegtana. pp. 253–279. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt., MÁFI, Budapest, 517 p.
- TRÜMPY, R. 1988: A possible Jurassic–Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. — *Geological Society of America, Special Paper* **218**, 93–109.
- VADÁSZ E. 1953: *Magyarország földtana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 401 p.
- VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
- VOLLMER, T., RICKEN, W., WEBER, M., TOUGIANIDIS, N., RÖHLING, H.-G., & HAMBACH, U. 2008: Orbital control on Upper Triassic Playa cycles of the Steinmergel-Keuper (Norian): A new concept for ancient playa cycle. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **267**, 1–16.
- VÖRÖS, A. 1971: Lower and Middle Jurassic bivalves of the Villány Mountains. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **14**, 167–208.

- VÖRÖS A. 1972: A Villányi hegység alsó és középső jura képződményeinek üledékföldtani vizsgálata (Lower and Middle Jurassic formations of the Villány Mountains). — *Földtani Közlemények* **102/1**, 12–28. (In Hungarian with English abstract)
- VÖRÖS A. 1990: Villányi-hegység, Villány, Templom-hegy, felső-kőfejtő (Villány Mountains, Villány, Templom Hill, upper quarry). — In: Magyarország geológiai alapszelvényei (Geological key-sections of Hungary). MÁFI, Budapest, 5 p.
- VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **100**, 125–145.
- VÖRÖS, A. 2006: Facies analysis and structural evolution [of the] Tisza terrane. — In: HORVÁTH, F. & GALÁCS, A. (eds): *The Carpathian-Pannonian Region. A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics*. — *Geologica Pannonica Special Publication* 1, 425–431, Hantken Press, Budapest, 624 p.
- VÖRÖS, A. & CSONTOS, L. 2006a: Mesozoic stratigraphy of the Tisza terrane. — In: HORVÁTH, F. & GALÁCS, A. (eds): *The Carpathian-Pannonian Region. A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics*. — *Geologica Pannonica Special Publication* 1, 84–118, Hantken Press, Budapest, 624 p.
- VÖRÖS, A. & CSONTOS, L. 2006b: Palinspastic reconstruction. — In: HORVÁTH, F. & GALÁCS, A. (eds): *The Carpathian-Pannonian Region. A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics*. — *Geologica Pannonica Special Publication* 1, 477–501, Hantken Press, Budapest, 624 p.
- VÖRÖS A. & KORDOS L. 2007: Villány, Templom-hegy. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben [Palaeontological excursions in Hungary and Transylvania]*. — Hantken Kiadó, Budapest, pp. 162–171.
- WINTERER E. L. & BOSELLINI A. 1981: Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy). — *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **65**, 394–421.
- ZIEGLER, P. 1988: Evolution of the Arctic–North Atlantic and the Western Tethys. — *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **43**, Tulsa, Oklahoma, 198 p.
- Kézirat beérkezett: 2009. 11. 04.

A Miskolc–7, Miskolc–8 és Nyékládháza–1 fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel

LUKÁCS Réka¹, HARANGI Szabolcs¹, RADÓCZ Gyula², KÁDÁR Marianna¹, PÉCSKAY Zoltán³, Theodoros NTAFLÓS⁴

¹ELTE Földrajz és Földtudományi Intézet, Közzettan-Geokémiai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: lreuska@freemail.hu

²Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

³MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály, H–4026 Debrecen, Bem tér 18.

⁴Institute of Lithosphere Sciences, University of Vienna, Althan str. 14, A–1090, Vienna, Austria

The Miocene pyroclastic rocks of the boreholes Miskolc–7, Miskolc–8 and Nyékládháza–1 and their correlation with the ignimbrites of Bükkalja

Abstract

The nearly continuous drilling cores of the boreholes Miskolc–7, Miskolc–8 and Nyékládháza–1 provide a unique opportunity to investigate the nature of the thick Miocene volcanic formations present in the boreholes. The large number of volcanic layers implies there was repeated, intense volcanic activity from 19 Ma to 12 Ma. This work focuses on the volcanological, petrologic, geochemical and geochronological characterization of the thickest volcanic units. Most of the pyroclastic products were formed during the course of deposition from pumiceous pyroclastic flows under subaerial conditions, and therefore they are ignimbrites. The 18–19 Ma-old non-welded to welded ignimbrite shows many features similar to the pumiceous pyroclastic deposits which occurred over a wide area in the northern Pannonian Basin beneath the Ottomány–Kárpáthian coal-bearing sequence. The large thickness (>140 metres) in the studied boreholes indicates an eruption of significant magnitude, possibly accompanied with the formation of a caldera or repeated explosive eruptions in the proximity of the area of the boreholes. The borehole Nyékládháza–1 revealed a 250 metre-thick volcanic suite above the coal-bearing sedimentary series. The data indicate a large temporal difference (ca. 3 Myr) between the lower and upper portion of this sequence! The respective volcanological nature and composition of the phenocrysts of the lower, 15–16 Ma-old ignimbrite are different from those characterize the ignimbrites of the middle volcanic suite of the Bükkalja. Therefore, an eruption of compositionally different silicic magmas could have occurred almost contemporaneously in the northern Pannonian Basin during the Middle Miocene. In contrast, the 12–13 Ma-old ignimbrite found in the upper part of this thick volcanic sequence can be unambiguously correlated with the Harsány ignimbrite unit from the eastern part of the Bükkalja. The results obtained strongly suggest that the well-defined regional volcanic key-horizons in the Pannonian Basin should be revised. In contrast earlier suppositions, the present study emphasizes repeated volcanic eruptions throughout the Miocene and additionally, compositionally different magmas could have erupted frequently and contemporaneously, even in spatially restricted areas.

Keywords: ignimbrite, geochemistry, volcanology, correlation, Bükkalja, Hungary

Összefoglalás

A Bükkaljától keletre kijelölt Miskolc M–7 és M–8, valamint Nyékládháza Nya–1-jelű kutatófúrások közel teljes magvételével mélyültek, ezért lehetőséget adnak többek között a nagy vastagságban harántolt vulkáni képződmények különböző szempontú vizsgálatára. A vizsgált fúrások nagy számú vulkáni kőzetreteget tárnak fel, ami ismétlődő és intenzív vulkáni működésre utal. E munkában négy jelentős vastagságú piroklasztitegység vulkanológiai, közzettani és geokémiai, valamint geokronológiai vizsgálati eredményeit mutatjuk be, de kitérünk a többi vulkáni réteg rövid értelmezésére is. A vulkáni képződmények nagyobb része horzsaköves piroklasztárból szárazföldi körülmények között ülepedett le, azaz ignimbrit. Mindhárom fúrásban megjelenik a Pannon-medence északi részén több helyen előbukkanó, a kárpáti–ottományi korúnak tartott kőszéntelepes összlet alatti riolit összetételű horzsaköves piroklasztár-üledék. A nagy vastagságú (>140 méter) képződmény 18–19 millió éve történt heves (VEI=6–7), valószínűleg kalderaformáló robbanásos kitörésre, vagy ugyanabban az időben zajlott, egymást szorosan követő kitörésekre utal, aminek képződménye jelentős területet fedett be. A kitörési központ feltehetően közel lehetett a fúrások mai helyéhez. A Nyékládháza Nya–1 fúrás a kőszentes üledékes összlet felett közel 250 méter vastagságban tárt fel vulkáni törmelékes kőzetsorozatot, aminek alsó és felső része között azonban eredményeink alapján 3 millió év időkülönbség van! Az alsó, 15–16 millió éves ignimbritegység, vulkanológiai megjelenése és fenokristályainak kémiai összetétele alapján, nem korrelálható a Bükkalja hasonló korú, középső vulkáni szintbe tartozó kőzeteivel. Az erre diszkordánsan települő 12–13 millió éves

ignimbritek azonban jó hasonlóságot mutatnak a Bükkalja keleti részén azonosított harsányi ignimbrit egységgel. A kitérés központok feltehetően a Bükkaljától keletre lehetnek. Kutatási eredményeink rámutatnak arra, hogy a Pannon-medencében nem beszélhetünk jól meghatározott korokhoz kapcsolódó, regionális elterjedésű, egyedi vulkáni vezérszintekről. A riolitos magmák robbanásos kitérései térben és időben ismétlődőek voltak, sok esetben különböző összetételű magmák törtek egyidőben a felszínre.

Tárgyszavak: ignimbrit, geokémia, vulkanológia, korreláció, Bükkalja

Bevezetés

A Pannon-medence miocén rétegtanában kiemelkedő fontosságúak a vulkáni eredetű vezérszintek, azaz a nagy területi elterjedésű szilíciumgazdag vulkáni üledékes kőzetek. Ezek a képződmények nagy erejű robbanásos vulkáni kitéréssel keletkeztek és akár több száz, esetenként több ezer négyzetkilométer nagyságú területet fedtek be. Az összesült és összesülést nem mutató, horzsakőgazdag piroklasztár-üledékek (ignimbritek), valamint a hozzájuk kapcsolódó szórt piroklasztitritegek felszínén elsősorban a Pannon-medence északi-északkeleti részén bukkannak elő (NOSZKY 1912, PANTÓ 1962, VARGA 1981, CAPACCIONI et al. 1995, SZAKÁCS et al. 1998, HARANGI et al. 2005). Településük, valamint K-Ar radiometrikus koradatok alapján ezeket hagyományosan három, jól elkülönülő szintbe sorolják (NOSZKY 1936, SCHRÉTER 1950, HÁMOR et al. 1980, HÁMOR 1985, RAVASZ 1987, PÓKA 1988): alsó riolituffa (Gyulakeszi Riolituffa Formáció; $19,6 \pm 1,4$ M év), középső riolituffa (Tari Dácituffa Formáció; $16,4 \pm 0,8$ M év), felső riolituffa (Galgavölgyi Riolituffa Formáció; $13,7 \pm 0,8$ M év). Ezen felül, a cserehádi Alsóvadász–1 fúrás szarmata–pannóniai rétegsor határán RADÓCZ (1969) elkülönített egy korapanonnóniai korú ún. „legfelső riolituffa” egységet (Cserehádi Vulkanit Formáció — CSÁSZÁR & HAAS 1983, később Cserehádi Riolituffa Formáció — JÁMBOR 1996), valamint az eggenburgi emeletbe definiáltak egy ún. „legalsó riolituffa szintet” is, ami Istenmezejei Riolituffa Formációként jelent meg GYALOG & BUDAI (2004) litosztatigráfiai összességében.

A vulkáni szintek elkülönítésében, illetve korrelációjában lényeges annak definiálása, hogy egy adott egység mit is jelent. A litosztatigráfiai osztályozásban különböző szempontok érvényesülhetnek a vulkáni képződmények besorolása során, ami figyelembe veszi a vulkáni működés sajátosságait (formáció, litoszom, szinthem; DE RITA et al. 2000, 2004; BRANCA et al. 2004). A vulkanológiai korrelációban a litológiai tulajdonságoknak és a genetikai értelmezésnek van nagy szerepe (FISHER & SCHMINCKE 1984). Lényeges továbbá az is, hogy az eltérő korrelációs eszközök alkalmazása (pl. vulkanológiai, közettani, paleomágneses, geokronológiai, geokémiai eszközök) is okozhat besorolási különbségeket. A különböző szempontú besorolások egymáshoz illesztése legalább annyi problémát okoz, mint maguknak a vulkáni képződményeknek az egymástól elszakadt, mozaikszerű előbukkanása.

Mivel a hazai szakirodalomban a vulkáni egységek nevezéktanára még nincs általánosan elfogadott iránymutatás, ezért e munkában genetikai, litológiai és geokronológiai értelemben általánosan használjuk az egység fogal-

mát. Az alapvetően paleomágneses adatok (MÁRTON & PÉCSKAY 1998) alapján elkülönített vulkáni kőzetsorozatokat alsó-, középső- és felső egységnek nevezzük (ez megegyezik a SZAKÁCS et al. 1998 által definiált alsó, középső és felső tufakomplexumoknak). Ez a vulkáni kőzetek litosztatigráfiai tagolásában leginkább a litoszom besorolásnak felel meg. Ezen belül, a közettani és vulkanológiai jellemzők alapján további egységek különíthetők el, mint például az egy azonosított vulkáni kitéréshez tartozó vulkáni képződmények. Ezek megfelelhetnek a litosztatigráfiai osztályozásban a formáció tagolásnak. Ide tartozik például a LUKÁCS et al. (2007) által definiált harsányi ignimbrit egység (ez lehet a Harsányi Ignimbrit Formáció). A jelen munkában a hasonló elv alapján definiált vulkáni egységeket nagy betűvel (A, B, C1 és C2; ezek szintén formáció szintű litosztatigráfiai egységek lehetnek), a csak érintőlegesen tárgyalt további vulkáni egységeket pedig kis betűvel jelöljük. A szövegben említett formáció nevek (pl. Tari Dácituffa Formáció, Harsányi Riolituffa Formáció) GYALOG & BUDAI (2004) összesítő munkájához igazodnak és nem feltétlenül tükrözik a jelen munka szerzőinek véleményét.

A miocén vulkáni képződmények vizsgálatát megnehezíti az is, hogy jelentős részük a vulkáni működést követő posztrift süllyedés következtében fiatal üledékekkel fedett, azaz csak fúrások segítségével tanulmányozható. A felszín a legteljesebb, mintegy 8 millió évet átfogó vulkáni rétegsor a Bükk déli előterében (Bükkalja) bukkannak elő (SCHRÉTER 1939, 1950; PANTÓ 1963; BALOGH 1964; VARGA 1981; CAPACCIONI et al. 1995; MÁRTON & PÉCSKAY 1998; PÓKA et al. 1998; SZAKÁCS et al. 1998; HARANGI et al. 2005; PENTELENYI 2002, 2005; RADÓCZ & GYARMATI 2005; LUKÁCS et al. 2007), ami kulcsfontosságúvá teszi e terület részletes kutatását. A vulkáni képződmények azonban itt is elsősorban jelennek meg, a feltárások az egykori rétegsoroknak csak töredékét mutatják és legtöbbször hiányoznak a kőzetkontaktusok, valamint a faunával definiált üledékes mellékkőzetek. Az eddigi besorolások paleomágneses és geokronológiai (MÁRTON & PÉCSKAY 1998, MÁRTON et al. 2007), vulkanológiai (SZAKÁCS et al. 1998), közettani és geokémiai (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007), illetve földtani térképezési (BALOGH 1964, PENTELENYI 2002, 2005) adatok alapján történtek. A korrelációs vizsgálatban kiemelkedő jelentőségűek lehetnek azok a kutatófúrások, amelyek teljes magfúrással készültek. Ide tartoznak többek között a Bükkalja keleti peremén mélyült Miskolc–7 és –8, valamint a Nyékládháza–1 fúrások. Az alábbiakban részletes vulkanológiai, közettani, geokémiai és geokronológiai ismertetést adunk az említett három fúrás vulkáni képződményeiről, ezen belül elsősorban a legvastagabb vulkáni egységekről, valamint megkíséreljük párhuzamosításukat a Bükkalja felszínén előforduló kőzeteivel.

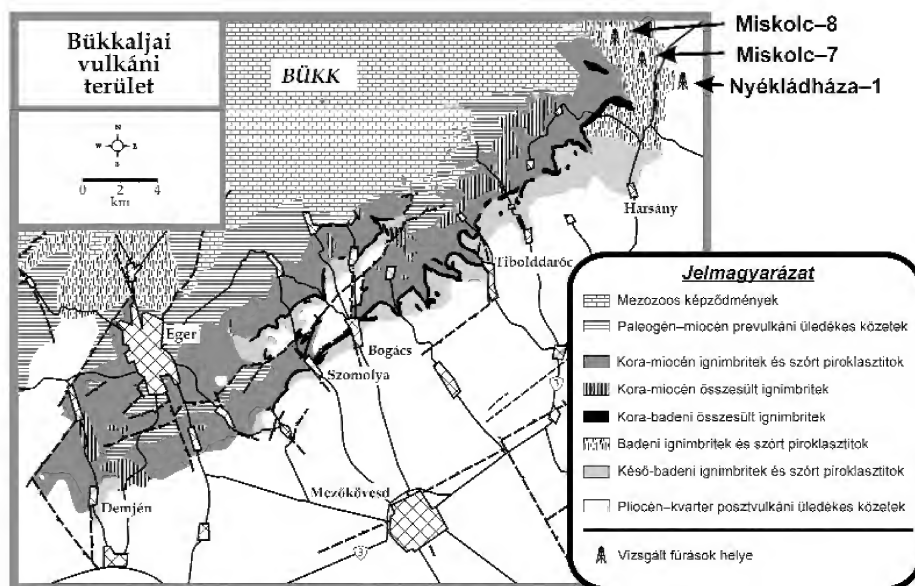
A vizsgált kutatófúrások célja

A Bükkalja keleti peremén, Miskolctól délre 1986-ban három előkutató fúrást végeztek: Miskolc–8 (M–8), Miskolc–7 (M–7) és Nyékládháza–1 (Nya–1; 1. ábra). Bár a fúrások célja elsősorban az ottnangi–kárpáti barnaköszén-telepek kimutatása volt a területen, ezek mellett fontos mélyföldtani–rétegtani információkat is vártak a fúrásokból. A terület ugyanis köztes helyzetben van az üledékes rétegek nélkül nehezen tagolható bükkaljai miocén vulkanitok és a borsodi miocén barnaköszén-medence vulkanitokkal tagolt üledékes összlete között (RADÓCZ 1989). A szerkezeti és a Bükki-egységhez tartozó területet ÉK–DNy-i csapásirányú, délkeleti dőlésű vetős szerkezetek tagolják, ezért a mezozoos alaphegység délkelet felé, a medence irányába haladva egyre mélyebb helyzetbe lezökkenve található, a fedőjében diszkordánsan települő paleogén és annál fiatalabb képződményekkel.

A fúrások mindhárom esetben a teljes szakaszon folyamatos magfúrással mélyültek közel 90%-os magkihozattal. Az M–8 fúrás talpmélysége 571 m, az M–7 jelű 440 m, az Nya–1 jelű fúrás hossza pedig 600 méter. A fúrási anyagvizsgálati eredményekről összefoglaló jelentés is készült (RADÓCZ 1989), PENTELENYI (2005) pedig publikált egy földtani szelvényt a három fúrás mentén.

A Bükkalja vulkáni képződményeinek rövid ismertetése

A bükkaljai vulkáni területen (BVT) található miocén vulkáni törmelékes kőzeteket három fő egységbe sorolták paleomágneses, terepi és petrográfiai megfigyelések alapján: alsó, középső és felső egységek (BALOGH 1964, SZAKÁCS et al. 1998; 1. ábra). Ezek a kőzetegységek a litosztratigráfiai osztályozásban a Gyulakeszi Riolituffa, Tari Dácituffa és Harsányi Riolituffa Formáció neveket kapták (PENTELENYI 2005). Az egységek kor szerinti besorolását MÁRTON & PÉCSKAY (1998) K-Ar radiometrikus koradatok és paleomágneses forgási adatok alapján határozták meg és ezeket a Pannon-medence alsó, középső és felső riolituffa szintjeivel korrelálták. A bükkaljai vulkáni területen az alsó egység kora 21–18,5 millió év, a középsőé 17,5–16 millió év, a felsőé pedig 14,5–13,5 millió év közé esett. A felső egységen belül petrográfiai és geokémiai adatok alapján PÓKA et al. (1998) és LUKÁCS et al. (2007) két, genetikailag különböző egységet különített el: a demjéni ignimbrit egységet (FTK-NY) és a harsányi ignimbrit egységet (HIE). A földtani térképezés eredményeként PELIKÁN & BUDAI (2005) egy új formációt is leírtak a Bükkalja nyugati részén Felnémeti Riolituffa Formáció néven, amelyet a térképen (LESS et al. 2002) a középső-miocénbe (badeni–szarmata) soroltak. Ezzel markánsan elkülönítették az általuk némileg idősebbnek vélt Tari Dácituffa Formációtól. Megjegyzik azonban, hogy később ez a formáció összevonható lehet a Harsányi Riolituffa Formációval.



1. ábra. A vizsgált fúrások elhelyezkedése. A bükkaljai vulkáni terület miocén piroklasztit képződményeinek elterjedése: BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998), LESS et al. (2002) és HARANGI et al. (2005) térképei alapján

Figure 1. Location of the studied boreholes. Areal distribution of the Miocene pyroclastic formations of the Bükkalja Volcanic Field is based on the maps of BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998), LESS et al. (2002) and HARANGI et al. (2005)

Az alsó és középső egységek főként összesült és össze-sülést nem mutató, horzsakőtartalmú piroklasztár-üledékeket (ignimbritek) tartalmaznak, míg a felső egységben feltárva csak összesülést nem mutató piroklasztitok (főként ignimbritek) jelennek meg (PANTÓ 1963, CAPACCIONI et al. 1995, SZAKÁCS et al. 1998, HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007). Alárendelt mennyiségben freatomagmás és/vagy magmás hullott tufa képződmények is találhatóak a területen. A kirobanó magmát képviselő juvenilis törmelékek (horzsakövek) általában riolitos összetételűek, míg a genetikailag rokon magmás litoklasztok andezites és riolitos összetételt mutatnak (HARANGI et al. 2005, HARANGI & LENKEY 2007, LUKÁCS et al. 2007). Az alsó és felső vulkáni egységek képződményei geokémiaiileg meglehetősen homogének, ami segítséget ad a regionális korrelációban (HARANGI et al. 2005). A középső egységet (Tari Dácitufa Formáció) többen jellemzően dácitosnak tartják (SCHRÉTER 1939, PENTELENYI 2005), azonban a geokémiai vizsgálatok egy erősen heterogén (andezit, dácit, riolit) összetételi jellegre mutattak rá, ami magmakeveredéssel magyarázható (PÓKA et al. 1998, CZUPPON et al. 2001).

Mindhárom piroklasztit egységben a plagioklász és a biotit megjelenése általános, amelyek kémiai összetétele alapján jól elkülöníthetők a vulkáni szintek (HARANGI et al. 2005). Az alsó és felső egységekben mindezek mellett kvarc is előfordul, míg a középső egységben az ortopiroxén jelenléte meghatározó. A felső egységben a demjéni ignimbritben, valamint a középső egység kőzeteiben amfibol is megjelenik. Akcesszóriaként mindhárom egységben ilmenit, cirkon, apatit és allanit figyelhető meg.

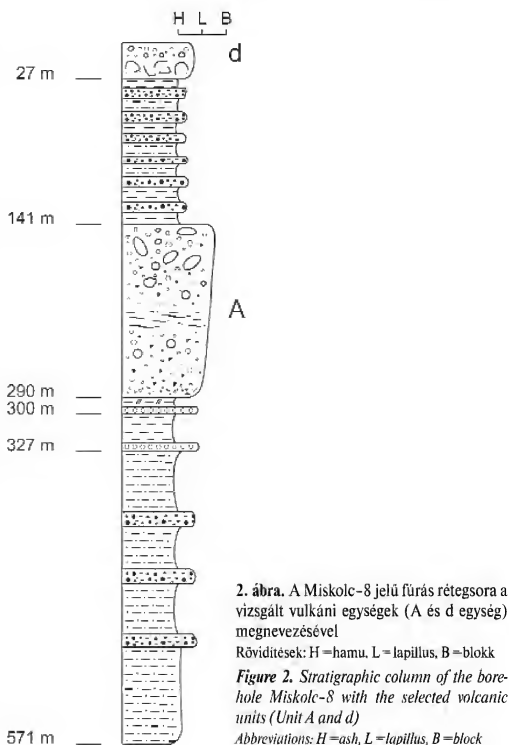
A fúrások képződményei

Miskolc M-8 fúrás

A Miskolc M-8 fúrás (2. ábra) legalsó képződménye az egri-kiscelli korú tengeri faunát tartalmazó aleurit, homok, homokkő és kavics tartalmú rétegsor (Egri Formáció, Kiscelli Agyag Formáció; BÁLDI 1987). Az oligocén rétegsort diszkordanciafelület után, 300–290 méter között, szárazföldi tufitos tarkaagyag és kavicsösszlet követi.

Felette, 141–290 méter között, folyamatos riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa található (1. tábla, B, C, D), amelynek összvastagsága 143 méter. Az összlet legalsó részén (kb. 282–290 m között) kristálygazdag durvatufa található, amelyben reverz gradáció figyelhető meg. Az ezt követő tömeges, osztályozatlan, a horzsakövekre nézve reverz gradációt mutató piroklasztit középső, 211–239 méter mélységig követhető részén, fokozatos átmenetekkel, összesülést mutat. A legbelső, fiammetartalmú, erősen összesült egység kb. 10 méter vastag (220–230 m között; 1. tábla, C). A fiamme-tartalmú piroklasztit felett lapított horzsaköves lapillitufa figyelhető meg, majd tovább felfele a lapultság megszűnik, a horzsakövek mérete egyre nő. A horzsakövek üdék, fenokristálytartalmuk változó (1–10%). A fenokristályok biotit, kvarc és földpát.

A vulkáni egység felett, 27–141 m között barnakőszén-

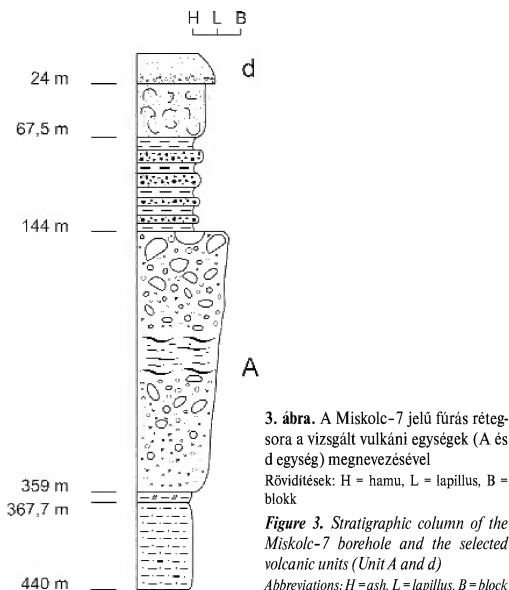


rétegeket tartalmazó homokos, aleuritos és agyagos üledéksor következik, ami a kárpáti-ottngai korú borsodi kőszénösszlettel lehet rokon. A barnakőszéntelepek mellett a rétegsorban tufa-tufit-rétegek is előfordulnak. Ezt követően, a felső mintegy 10 méter vastagságban, kristálygazdag horzsakőtartalmú tufa jelenik meg.

Miskolc M-7 fúrás

A Miskolc M-7 fúrásban (3. ábra) az M-8 fúráshoz hasonló képződmények fordulnak elő. A legalsó megfúrt képződmény itt is az egri-kiscelli korú (BÁLDINÉ 1986), tengeri faunát tartalmazó aleurit, amelyet 367,7–359,0 méter között diszkordanciafelület után zöld és tarkaagyag követ. Mindezt, éles határ után felfelé, 144 méteres mélységig 215 méter vastag, folyamatos riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa követ. A lapillitufa rétegzetlen, tömeges és osztályozatlan megjelenésű. Az összlet középső része (kb. 225–260 méter között) fiamme tartalmú, erősen összesült piroklasztit. Az összesült rész alatt a horzsakövek mennyisége és mérete kisebb az összesülés felett található részhez képest. Az összlet legfelső néhány méterén a horzsakövek mennyisége és mérete viszonylag nagy. A vulkáni képződmény megjelenése teljesen azonos az M-8 fúrás 141–290 méterközében megjelenő piroklasztittal.

A vulkáni rétegsor felett, 67,5–144,0 méter között a Borsodi-medencéből jól ismert kárpáti-ottngai korúnak



tartott barnaköszénrétegekkel váltakozó homok, aleurit, agyag üledéksor jelenik meg. A rétegsorban helyenként vékony tufa-tufit-betelepülések ugyanúgy találhatók, mint az M-8 fúrásban. A 67,5–24,0 méter közötti szakaszon váltakozó tufa, finomszemű homok, agyag és áthalmazott vulkanoklasztos rétegek jelennek meg, amelyet a felszínig amfibolttartalmú, biotitgazdag durva kristálytufa (I. tábla, A), majd fokozatos átmenettel jól rétegzett, kevés biotitot tartalmazó finomtufa vált fel.

Nyékládháza Nya-1 fúrás

A Nyékládháza Nya-1 fúrás (4. ábra) legalsó, mintegy 18 méter vastagságban harántolt képződménye tömeges, osztályozatlan horzsakőtartalmú lapillitufa. Ezt követi 582 méter mélységtől egy tufitos homokot, kavicsot, tufás homokot és horzsaköves kavicsot tartalmazó összlet, majd kb. 563 métertől 432 méterig homokos, aleuritos és agyagos rétegsor tufit- és barnaköszén-betelepülésekkel. Ez utóbbi hasonlóságot mutat az M-8 fúrás 27–141 méterközében, és az M-7 fúrás 67,5–144,0 méterközében feltárt rétegsorral. 432–413 m között alul kavicsos, tufás homok és tufit települ.

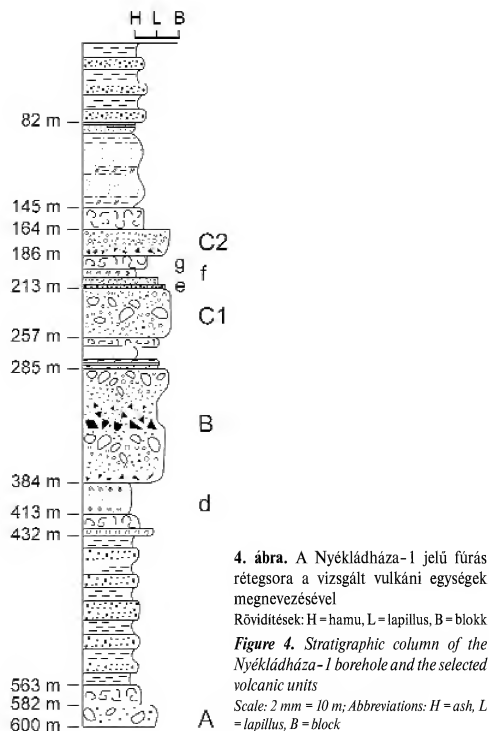
A 413–384 m közötti szakaszon főként közép- és finomszemcsés tufarétegek váltakoznak (II. tábla, A). A rétegek vastagsága az 1–2 mm-től a 15 cm-ig terjed. A vulkáni rétegek jól osztályozottak, általában síkrétegzett települések, egyes szakaszokon azonban keresztarétegzés is megfigyelhető. A törmelék nagyrésze horzsakő, de helyenként akkréciós lapilli is található. A rétegsorban felfelé durvább szemcseméretű rétegek is megjelennek (395–392 méter között), így a finomtufa-rétegek mellett durvatufa, lapillitufa-lapillikő is előfordul.

A 384 méteres mélységtől éles váltás után, rosszul osztályozott, sötét litoklasztokkal tarkított horzsakőtartalmú

lapillitufa következik (II. tábla, B, C, D). Az összlet 285 méterig követhető, azaz mintegy 100 m vastagságú. Alsó része kristályban gazdag, 2 cm nagyságú sötét litoklasztokat tartalmazó lapillitufa, amely felfelé fokozatosan dúsul 2 cm körüli méretű horzsakövekben. A 336 méteres mélységtől 318-ig a sötét, szögletes litoklasztok mérete és mennyisége nő (15–20%), maximális méretük 5 cm. A litoklasztok magmás eredetűek, az üveges alanyagban 15–25% fenokristály jelenik meg. 319–318 méter között a lapillitufa eddigi szürke színe vörösré változik, azonban más, közettani eltérés nem tapasztalható. Az egység legfelső része szintén szürke színű, itt a horzsakövek mennyisége és maximális mérete (max. 5 cm) is nő, a litoklasztok mennyisége pedig lecsökken (1–3%). A horzsakövek üdék, bennük viszonylag sok biotit, földpát és helyenként kvarckristály figyelhető meg.

A 285. métertől barna színű, jól rétegzett horzsaköves finomtufa-tufit jelenik meg, majd egy kb. 70 cm vastag horzsaköves lapillikő, majd ismét a barna horzsaköves tufa következik. A 276. métertől finom lapillitufa, durvatufa, durva horzsaköves lapillitufa követi egymást. Ezután a horzsakövek mérete lecsökken, és tömeges megjelenésű finom lapillitufa és durvatufa váltakozik, amelyben a szemcseméret felfelé egyre finomodik. A 270–257 méter közötti szakaszon néhány mm-es, horzsaköves lapillisávokkal tarkított agyagásványos tufa-tufit található.

A 257. métertől, éles váltás után osztályozatlan, tömeges horzsakőtartalmú kőzetegység települ mintegy 40 m vastagságban (III. tábla, A). Az alsó néhány méteren a hamu



szemcseméret uralkodik, majd a horzsakövek mérete felfelé egyre nő, és legfelül akár a 30 cm-t is eléri. Átlagos méretük 1–2 cm, üdék, bennük kvarc- és biotitkristályok figyelhetők meg. A kristályok, különösen a biotit mennyisége kevesebb, mint a 285–384 m közötti horzsakőrétegben.

Erre, a 213. méteren, kb. 30 cm vastagságban kavicsos réteg települ (*III. tábla, B*), a kavicsok között horzsakő és kőzetüveges magmás kőzetdarabok találhatók. 212,7–210,5 méter között tömeges, osztályozatlan, horzsaköves lapillitufa található. A maximum 5 centiméteres horzsakövek mellett 2–4 cm-es magmás litikus törmelék is megjelenik. Mindezt 210,5–209 méter között akkréciós lapillit tartalmazó finom-tufa váltja fel (*III. tábla, C*). Az akkréciós lapilli mérete a 3 cm-t is eléri, átlagosan 1,5–2,0 cm méretűek. Ezt követően, 186 méter mélységig áthalmozási jellegeket mutató vulkanoklasztos üledék található. Az összletben normál gradációt mutató horzsaköves lapillikő-durvatufa, feltépett kőzettörmelékeket tartalmazó agyagásványosodott és bentonitos mátrixú részek váltakoznak, amelyben elmozdulási felületek jelennek meg.

A 186 és 164 m közötti részen tömeges, osztályozatlan, horzsaköves lapillitufa egység található (*III. tábla, D*), amelynek alján egy néhány centiméter vastag, biotitban gazdag, finomszemcsés lapillikő-durvatufa jelenik meg. Az összletben a horzsakövek reverz gradációt mutatnak, a felső részen a horzsakövek mérete a 10 cm-t is eléri, míg lejjebb a horzsakövek maximális mérete 5 cm, az alsó részeken pedig csupán 1 cm. A horzsakövek üdék, fenokristályokban szegények. Az utóbbiak főleg kvarckristályok. A horzsakövek mellett 1–3 cm-es litikus törmelék is megjelenik, különösen a kőzetegység alsó részén. Ezek kivétel nélkül magmás eredetű, sötét kőzetüveges alapanyaggal.

164–145 méter között áthalmozott jellegű vulkanoklasztos üledék következik. Az üledékre jellemző, hogy finomszemcsés agyagos mátrixban elszórtan 2–3 cm-es horzsakő és litikus törmelék található. Helyenként 5–10 cm-es vastagságú durvatörmelékes (főként fehér horzsakőből álló) rétegek települnek.

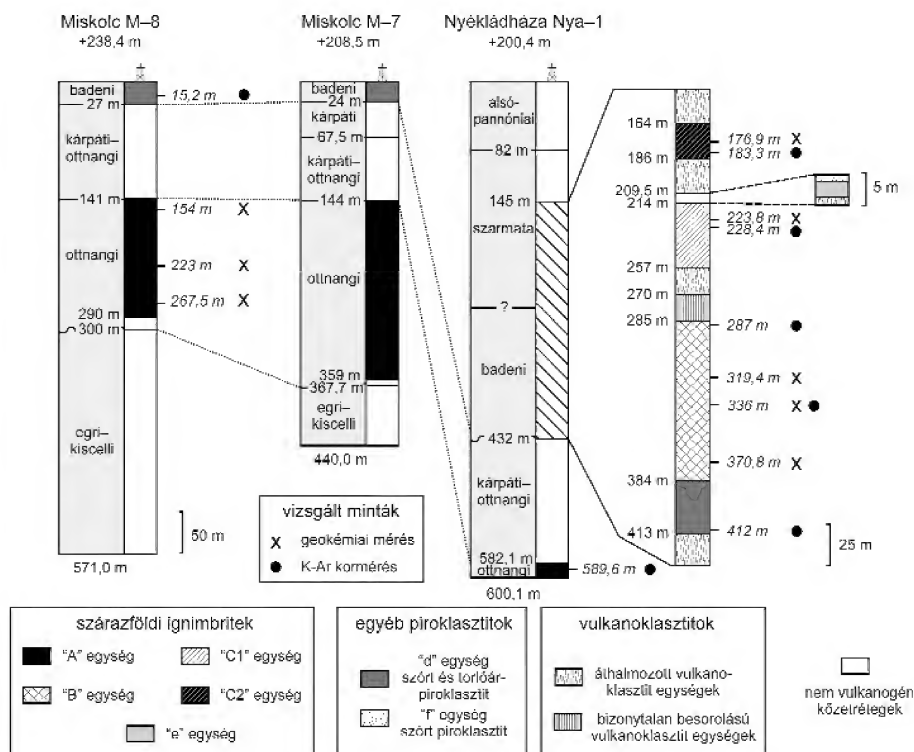
145 és 82 m között szarmata korú, alul és középen szárazföldi jellegű tarka agyag, aleurit és homok települ, néhol tufitos betelepülésekkel, felül pedig 8 m vastagságban pirenellás, miliolinás mészkő és márga található. Erre az egységre 82 méter mélységben tektonikus határral alsó pannóniai agyag-, homok- és aleuritösszetétel következik, amely a felszínig követhető.

Vulkanológiai értelmezés

A vizsgált fúrások nagy számú vulkáni kőzetreteget tárnak fel, ami ismétlődő, intenzív vulkáni működésre utal. A vulkáni rétegek vastagsága néhány mm-től, a 200 métert is meghaladó méretig változik. Az alábbiakban elsősorban a nagyobb vastagságú kőzetegységekre koncentrálnak (ezeket nagy betűvel jelöljük), a többiekéről (ezeket kis betűvel jelöljük) csak érintőlegesen szólnak.

A Miskolc–7 és –8 fúrások nagyon hasonló rétegsorokat tartalmaznak. Az M–8 fúrás esetében az egri–kiscelli rétegeket éles váltással követő, 143 méter vastag vulkáni rétegsor hasonló megjelenésű és rétegtani helyzetű mint az M–7 fúrásban található 215 méter vastag vulkáni egység. Mindkettő esetében a fedő képződmény a Salgótarjáni Barnakőszén Formációval azonosítható kőszenes üledéksor. A rétegtani analógia alapján tehát feltételezhetjük, hogy a két vulkáni egység azonos korú, valószínűleg ugyanannak a vulkáni működésnek az eredménye (*5. ábra*). Mindkét fúrásban rétegtetlen, tömeges, osztályozatlan horzsakőtartalmú piroklasztit jelenik meg, amelynek középső része felfelé fokozatosan erősödő, majd gyengülő összesülést mutat. Az M–8 fúrásban az összesülést mutató rész vastagsága kb. 28 méter, míg ugyanez az M–7 fúrás esetében kb. 35 méter. E megjelenés alapján a vulkáni képződmény nagy erejű plinusi kitöréshez kapcsolódó piroklasztitár szárazföldön lerakódott terméke, amit a vulkanológiai szakirodalom ignimbritnek nevez (SPARKS et al., 1973, CAS & WRIGHT 1988, BRANNEY & KOKELAAR, 2002). A viszonylag gyorsan felhalmozódott forró (akár 400–500 °C hőmérsékletű) vulkáni anyag legbelső része a magas hőmérséklet és a rétegtérhelés hatására összesülhet. Ez azt jelenti, hogy a horzsakövek és az üvegszilánkok ellapulnak, majd egymásba forrva, obszidiánszerű, elnyúlt törmelékdarabokat, ún. fiammát hoznak létre. A fúrásokban a fiammák megjelenése közepes-erős összesülésre utal. A vulkáni rétegsorban megfigyelhető, horzsakövekre jellemző reverz gradáció szintén általános az ignimbritek folyási egységeiben (FREUNDT et al. 2000). Az M–8 fúrás esetében a vulkáni összlet egy kb. 8 méteres reverz gradációt mutató kristálygazdag durvatufával indul. Ez összhangban lehet azzal, hogy a piroklasztitárakban a kristályok az alsó részen, míg a horzsakövek felül dúsulnak (FREUNDT et al. 2000). A piroklasztit egység összefüggő megjelenése és belső szerkezete alapján feltételezhető, hogy egyetlen nagy erejű robbanásos vulkáni kitörés képződménye lehet. A továbbiakban ezt a kőzetet A-egységként jelöljük (*4., 5. ábra*). A Nya–1 fúrás alján ehhez az egységhez hasonló ignimbrit azonosítható. PENTELÉNYI (2005) a Nya–1 fúrásban 576–595 méter közötti szakaszban piroxén-amfibol dácituffát említett, ami alapján a képződményt közvetlenül az alsó vulkáni szintre települő Tari Dácituffa Formációként értelmezte. Ezt a megállapítást azonban vizsgálataink nem erősítették meg. Megítélésünk szerint a fúrás alsó részén a kőszenes összlet alatt csak az alsó vulkáni szint kőzete található, ami az M–8 és M–7 fúrások A-egységével korrelálható.

Mindhárom fúrásban a kárpáti–ottnangi korúnak vélt barnakőszenes rétegsort követően egy újabb vulkáni egység található, amelynek megjelenése hasonló (d-egység; *2., 3., 4., 5. ábra*). Az M–7 fúrásban áthalmozott vulkanoklasztos üledéket követően biotitban gazdag durvatufa, majd finomtufa, a Nya–1 fúrás esetében 413–384 m között szintén biotittartalmú durvatufa-tufa rétegek váltják egymást. Az M–8 fúrás esetében horzsakőtartalmú tufa található a kőszenes összlet felett. Feltételezzük, hogy a három fúrásban



5. ábra. A Miskolc-7, Miskolc-8 és a Nyékládháza-1 fúrások vulkáni egységeinek párhuzamosítása és vulkanológiai értelmezése a mintavételi helyek feltüntetésével

Figure 5. Correlation and volcanological interpretation of the volcanic units of boreholes Miskolc-7, Miskolc-8 and Nyékládháza-1 with the sampling depths

megjelenő, hasonlóan finomszemcsés, rétegzett képződmények ugyanahhoz, vagy időben egymáshoz közeli vulkáni kitoréréshez kapcsolódnak. A párhuzamos rétegzés és a jó osztályozottság piroklaszt hullási folyamatra utal, amit olykor híg piroklasztárak lezúdulása tarkított. A Nya-1 fúrás 29 méter vastag egységében nagy számú tufaréteg ismerhető fel, ami váltakozó dinamikájú, kis-közepes erősségű robbanásos kitorérés terméke lehet.

A Nya-1 fúrásban 384 m felett a rétegsor éles váltás után egy újabb jelentős vastagságú (100 méter) vulkáni egységgel (B-egység; 4., 5. ábra) folytatódik. Az osztályozatlan, tömeges, horzsaköves és litoklasztos lapillitufa, megjelenése alapján, horzsakőtartalmú piroklasztár szárazföldön lerakódott üledéke, azaz ignimbrit. A sorozat alsó része az ignimbritre jellemző litoklasztokban és kristályokban gazdag réteget képviseli (FREUNDT et al. 2000). A vulkáni összlet középső részén a litoklasztok ismét felhalmozódnak. Elképzelhető, hogy ez az egység több folyási egységet képvisel, azonban a kitorések gyorsan, egymás után történhettek, mivel éles határvonalat nem látunk és a közetegység jellege is végig igen hasonló. A felső részen megjelenő vörös szín feltehetően a magas hőmérsékletre visszavezethető, termális oxidáció eredménye lehet.

A B-egység felett egy 28 méter vastag tufa, lapillitufalapillikó rétegsor következik. A kis számú minta értelmezése szerint ezek kis-közepes erősségű robbanásos kitorések hamufelhő oszlopaiból rakódhattak le, valószínűleg elsősorban szárazföldi piroklasztár- és torlóárüledékek.

A Nya-1 fúrás 257–213 méter közötti osztályozatlan, tömeges durva horzsaköves lapillitufa-összlete, megjelenése alapján, egyértelműen szárazföldi környezetben, piroklasztárból kiüledett képződmény lehet. A mintegy 40 méter vastag ignimbrit (C1-egység; 4., 5. ábra) éles váltás (feltehetően jelentős üledékhézag) után követi az alatta lévő rétegeket. A horzsakövek megjelenése némileg különbözik a B-egység horzsaköveitől, feltételezzük tehát, hogy a kitoró magma összetétele más volt. A C1-egység felett ezt követően egy 30 cm vastag kavicsos réteg (szemcsevázú, rosszul osztályozott, közepesen cementált konglomerátum) következik, ami a vulkáni működésben beállt szünetet és lepusztulást jelez.

A 212,7–210,5 m között megjelenő horzsaköves lapillitufa (e-egység, 4., 5. ábra) a vulkáni működés felújulását jelzi. A képződmény jellege alapján piroklasztárból való lerakódásra utal. Ezt a közetegységet utólagos, alacsony

hőmérsékletű hidrotermás hatás érthette, ami az alapanyag üveget kovagéllé alakította át. Az ezt követő 1,5 méter vastag akkréciós lapillitartalmú tufa (f-egység, 4., 5. ábra) freatomagmás kitöréshez kapcsolódó piroklaszhullás terméke. Ez a nagy méretű akkréciós lapillit tartalmazó réteg nagyon hasonlít a Bükkalján, Tíboldaróc közelében (LUKÁCS et al. 2007), valamint a Tarizsa-völgyben előbukkanó képződményhez. Erre, áthalmozási jelegeket mutató egységek következnek (g-egység, 4., 5. ábra), majd 186 méter mélységben a néhány centiméteres biotitban gazdag finom lapillikő- és durvatufarétegek után ismét horzsakő-gazdag osztályozatlan, tömeges lapillitufa figyelhető meg. A mintegy 22 méter vastagságú összlet jellegei alapján piroklasztár-üledék (ignimbrit), amelynek legalsó rétegzett része a piroklasztár-képződmények alatt jellemzően előforduló felszíni torlóár (FREUNDT et al. 2000) üledéke lehet. Az ignimbrit megjelenése nagyon hasonlít a C1-egységhez, ezért a továbbiakban C2-egységnek hívjuk (4., 5. ábra). Az erre települő, közel 20 méter vastag képződményben az áthalmozott üledék mellett jól osztályozott horzsaköves rétegek is vannak, amelyek piroklaszhullásból származhatnak. Ezek a kitörések zárhatták a fúrásokban tűkröződő intenzív vulkáni ciklust, ami után nyugalmasabb, szárazföldi üledékképződés folyt.

Összefoglalóan, az M–7, az M–8 és a Nya–1 fúrások rétegsora egy változatos vulkáni eseménysort rögzít, amelyben a kisebb vulkáni hamu hullásoktól a jelentős térfogatú piroklasztár-üledékeket eredményező kitörések képződményei ismerhetők fel. Ezen belül, négy nagyobb ignimbritegységet különítettünk el, amelyek közül az A-egység a Borsodi-medencéből jól ismert kárpáti–ottnangi korúnak tartott kőszes összlet alatt helyezkedik el. Ezt követően ismétlődő vulkáni kitörések zajlottak, köztük kisebb szünetekkel. Vulkanológiailag tehát nem beszélhetünk csupán egy vagy két jól elkülöníthető, nagy területen nyomozható vulkáni vezérszintről, amit a regionális rétegtani szelvények sugallnak (pl. Tari Dácittufa Formáció a kárpáti és badeni emeletek határán — GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997). A továbbiakban, a K-Ar kormeghatározási eredmények után a négy nagyobb ignimbritegység (A, B, C1 és C2) közzétani és geokémiai jellemzését mutatjuk be.

Analitikai körülmények

A fúrások teljes hosszáról makroszkópos (vulkanológiai, petrográfiai) megfigyeléseket végeztünk, majd az ennek alapján kiválasztott mintákból vékonycsiszolatokat készítettünk. A geokémiai vizsgálatokat a vékonycsiszolatok petrográfiai elemzését követően végeztük el.

A fenokristályok és a juvenilis kőzetüvegek kémiai összetételét elektron-mikroszondával elemeztük. A mikroszondás elemzéseket Bécsben az Institute of Lithosphere Studies, University of Vienna mikroszonda laboratóriumában készítettük CAMECA SX100 típusú mikroszondával, 15 kV feszültséggel és 20 nA mintáárammal, fókuszált elektronsugár átmérővel a fenokristályok és defókuszált sugárral (5 μ m) a kőzetüvegek esetében.

A K-Ar kormeghatározások az Atomki debreceni laboratóriumában történtek. A mérési eredmények ellenőrzéséhez Asia1/65, LP-6, HD-B1, GL-O és atmoszferikus Ar-standardokat használtunk. A K-Ar radiometrikus korok kiszámításához STEIGER & JÄGER (1977) bomlási állandóit alkalmaztuk. A mérési hibákat 68%-os konfidencia szinten ± 1 szigma valószínűségnél adjuk meg.

A kormeghatározás eredményei és értelmezése

A Nya–1 fúrás főbb vulkáni szintjeiből (7 minta), valamint a Miskolc–8 fúrás legfelső vulkáni szintjéből vett mintákon végeztünk K-Ar radiometrikus kormerést (1. táblázat). A fúrásokban megnevezett A-, C1- és C2-egységekből egy-egy mintát, míg a B- és d-egységekből két mintát vizsgáltunk. A vizsgálatok minden esetben gondosan szeparált biotitfrakción zajlottak a nagyobb pontosságú kormeghatározás érdekében. A kapott adatok szerint a fúrások 18,5 és 13 millió év között keletkezett vulkáni képződményeket harántoltak. Az M–8 fúrás legfelső részén megjelenő piroklasztit kora 15 millió év. A Nya–1 fúrásban az ottnangi–kárpáti kőszentelepes összlet feletti piroklasztit egység (B-egység) 16 millió éves, míg a felső részén lévő piroklasztitok (C1- és C2-egységek) 13 millió évesek. Ez a közel 300 méter vastag vulkáni rétegsor tehát egy viszonylag jelentős időszakot (kb. 3 millió év) ölel át.

I. táblázat. A K-Ar radiometrikus kormeghatározás adatai

Table I. Data of K-Ar radiometric analyses

| Minta Sample | Mért frakció Dated fraction | K (%) | $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) (ccSTP/g) | $^{40}\text{Ar}_{\text{at}}$ (%) | K/Ar kor K/Ar age (Ma) |
|-----------------|--------------------------------|----------|--|-------------------------------------|------------------------------|
| M-8 15,2 m | biotit | 5,283 | $3,036 \times 10^{-6}$ | 15,9 | 14,72 \pm 1,32 |
| Nya-1 589,6 m | biotit | 5,656 | $4,074 \times 10^{-6}$ | 16,0 | 18,43 \pm 1,64 |
| Nya-1 412,0 m | biotit | 6,545 | $3,992 \times 10^{-6}$ | 12,9 | 15,62 \pm 1,70 |
| Nya-1 336,0 m | biotit | 6,747 | $4,241 \times 10^{-6}$ | 29,0 | 16,10 \pm 0,89 |
| Nya-1 287,0 m | biotit | 6,697 | $4,230 \times 10^{-6}$ | 41,3 | 16,17 \pm 0,74 |
| Nya-1 228,4 m | biotit | 6,182 | $3,126 \times 10^{-6}$ | 27,1 | 12,96 \pm 0,75 |
| Nya-1 183,3 m | biotit | 6,523 | $3,099 \times 10^{-6}$ | 12,4 | 12,18 \pm 1,40 |

Petrográfiai eredmények

Kutatásunk során a három fúrásból négy, jelentős vastagságú ignimbritegységet különítettünk el. Az A-egység piroklasztár üledékének alsó és felső, összehúzó nem mutató része (M-8 fúrás 267 m és 154 m-ből vett minták alapján) horzsaköveket, litoklasztokat és kristályokat tartalmazó riolit lapillitufa. A horzsakövek üvege üde, néhányuk enyhe deformációt mutat. Mennyiségük kb. 20 tf%-os, méretük átlagosan 2–3 cm, maximálisan 6 cm. Kristálytartalmuk 7–10 tf%-os közötti, a fenokristályok elsősorban biotit és kvarc, valamint kevesebb földpát. A 2–4 mm nagyságú kvarcok többnyire sajátalakúak, de megfigyelhető rezorpciós szegély is. Átlátszóak, szürkés-rózsaszínes színezéssel. A földpátok általában plagioklasztok, átlagos méretük 2–3 mm, hipidiomorfak, xenomorfak, szegélyük többnyire rezorbeált. Szanidin kb. 1%-ban jelenik meg. Olykor többszörös koncentrikus zónaságot mutatnak. Akcesszórius ásványként cirkon, apatit és allanit jelenik meg. Az alapanyag szürkésfehér, üde, finom hamuból áll. Az alapanyagban lévő kristályok mennyisége 15 tf%-os körüli. A kristályok becslés megoszlása: 40% biotit, 40% kvarc, 20% földpát. Jellemzőik megegyeznek a horzsakövekben találtakkal. A hamu frakciót alkotó üde üvegszilánkok íves határvonalúak. Az alapanyagban kis mennyiségű (1 tf%-os) litikus törmelék található, amelyek mérete átlag 2–3 cm, maximálisan 7 cm. Uralkodnak a riolitos litoklasztok, de előfordul néhány andezit is.

Az A-egység középső, összehúzó része (M-8 fúrás 223 m mélységből származó minta alapján) horzsakövek és üvegszilánkok összeforradásából keletkezett fiammék és erősen lapított, deformált horzsaköveket tartalmaz. Hosszuk átlagosan 1–2 cm, maximálisan 5 cm. A fiammék és üvegszilánkok jellegzetes irányítottaságot mutatnak. Az üvegszilánkok elnyúltak, lapítottak, eredeti alakjukat elvesztették. A fiammék, horzsakövek és üvegszilánkok üvege üde, a fiammék belseje gyakran perlitésedett. A fiamme fenokristályként 10 tf%-os körüli mennyiségben tartalmaz biotitot, plagioklaszt és kvarcot. Ezen kristályok megjelenése lényegesen nem különbözik az alapanyag kristályaitól, mennyiségük és méretük hasonló a nem összehúzó részekben találhatóéhoz. Akcesszóriaként szintén allanit, cirkon és apatit jelenik meg. Litoklasztok itt is előfordulnak, mennyiségük 1 tf%-os körüli, méretük maximálisan 2 cm és főként kissé szögletes riolitos kőzetdarabok.

A B-egységből három mintát vizsgáltunk, a Nya-1 fúrás 319, 336 és 370 méteres mélységéből. A három minta petrográfiai jellege alapvetően hasonló: horzsakő, litikus törmelék és kristályokat tartalmazó riolit lapillitufa. Eltérés köztük a litikus törmelék mennyiségében és méretében figyelhető meg. A 370 méter mélységből származó minta esetében a horzsakövek mennyisége 10–15 tf%-os körüli, a litoklasztoké pedig 2 tf%-os körüli. A horzsakövek mérete átlagosan 1–2 cm, maximálisan 4 cm, a litoklasztoké maximálisan 3 cm (átlag 0,5–1 cm). Az alapanyag üde, ívelt alakú üvegszilánkokból, és 20–25 tf%-os közötti mennyiségű fenokristályból áll, amelyek között kvarcot (35%), biotitot (35%) és plagioklaszt (30%) találunk. A kvarcok sajátalakúak és általában rezorpciós szegéllyel jellemezhetőek, méretük maximálisan 4 mm. A bio-

titok mérete 1–2 mm, általában üdék. A maximálisan 1,5 mm méretű plagioklasztok többnyire zónásak és előfordulnak plagioklaszt kummulátok is. Akcesszórius ásványként cirkon, apatit és allanit figyelhető meg. A horzsakövek deformációt nem mutatnak, kristálytartalmuk 10 tf%-os körüli, és megegyeznek az alapanyag-kristályokkal. Az alapanyagban megjelenő litoklasztok kizárólag szögletes, üveges alapanyagú, plagioklaszt, biotitot, kvarcot és amfibolt tartalmazó kőzetek. Ezen litoklasztok mennyisége a 336 méteres mélységből származó minta esetében eléri a 20 tf%-ot is. A litoklasztok kristálytartalma 35–40 tf%-os is lehet. Alapanyaguk üveges, folyósos jellegű, mintha összehúzó piroklasztit fiammájából vagy riolitlávából (obszidián) származnának. Erre utalnak a horzsakő- és/vagy üvegszilánk-reliktumként megjelenő lányszerű képződmények az alapanyagban. A plagioklasztok, biotitok és kvarcok megjelenése hasonló a piroklasztit alapanyagában megjelenő kristályokéhoz. Az amfibol mennyisége néhány térfogatszázaléknyi, zöld színű, méretük maximálisan 1 mm. A 319 méteres mélységből származó mintában ismét kevesebb litoklaszt figyelhető meg (5 tf%-os körüli). A litoklasztok mérete is kisebb, maximálisan 2 cm-esek. Ebben a mélységben az alapanyag színe vörösesre változik a korábbi szürkéről, ami az alapanyag erőteljesebb szideriteseződését jelzi. Az alapanyag-kristályok mennyisége itt is 25 tf%-os körüli, amit alapvetően kvarc, biotit, plagioklaszt és kis mennyiségben átalakult amfibol (1 tf%-os) tesz ki.

A Nya-1 fúrás C1- és C2-egységeinek mintái a 223 és 176 méteres mélységből származnak. A két minta alapvetően hasonló petrográfiai megjelenésű, horzsaköves riolit lapillitufa. Mindkét egységben a minták lapillitörmelékét fehér horzsakövek és sötétebb litoklasztok alkotják. A litoklasztok mennyisége 1–3 tf%-os, a horzsakövéké 30–40 tf%-os. A horzsakövek között megjelenő mátrixot 30–40%-ban üvegszilánkok, 20%-ban kristályok, 10%-ban hamu méretű horzsakövek alkotják, a maradék pedig finom hamu. Az üvegszilánkok üdék, ívelt alakúak, üvegük színtelen, tiszta. A horzsakövek 10% mennyiségű kristályt tartalmaznak, amely kristályok azonosak az alapanyag kristályaival. Az alapanyagban található kristályok között 35% kvarc, 50% plagioklaszt, 10% biotit, 5% szanidin található. A kvarcok mérete a csiszolatokban maximálisan 2 mm. Általában hipidiomorf, xenomorf megjelenésűek, felületük többnyire erősen rezorbeált. A plagioklasztok hipidiomorfak, ritkán tört szélűek. A kisebb kristályok általában xenomorf megjelenésűek. A plagioklasztok mérete maximálisan 2 mm. Gyakoriak a normál zónaságot mutató kristályok, de előfordulnak homogének és ritkán oszcillációs zónaságot mutató fázisok is. A biotitok idiomorf-hipidiomorf kristályok, színük barna, vagy zöld, amely kristályok opaklemezüket tartalmaznak. Méretük maximálisan 750 μ m. Járulékos elegyrészként allanit, cirkon és opak ásvány (főként ilmenit) jelenik meg. A litoklasztok általában üveges alapanyagú riolitok, a kőzetüveg gyakran felzitesedett.

Geokémiai eredmények

A földpátok, elsősorban a plagioklasztok, az egyik leggyakoribb fenokristályt képviselik a vizsgált kőzetekben.

II. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek földtájainak reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)
Table II. Representative composition of the feldspars from the studied volcanic units (oxides in weight percent)

| | A. egység | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | M–8, 154 m | | | | | | | | VI–8, 267 m | | | | | | | |
| | minta | | | | | | | | minta | | | | | | | |
| | m8154-plg3 | m8154-plg5 | m8154-plg6 | m8223-plg1 | m8223-plg2 | m8223-plg3 | m8223-plg4 | m8267-plg1 | m8267-plg3 | m8267-plg5 | m8267-plg7 | m8267-plg9 | m8267-plg11 | m8267-plg13 | m8267-plg15 | m8267-plg17 |
| SiO ₂ | 60,37 | 57,49 | 54,60 | 56,85 | 56,30 | 55,60 | 64,75 | 59,51 | 56,73 | 54,87 | 46,59 | 64,40 | 64,57 | 64,40 | 64,59 | 64,57 |
| Al ₂ O ₃ | 24,29 | 28,60 | 26,36 | 26,73 | 27,30 | 27,79 | 18,93 | 25,44 | 27,17 | 28,38 | 33,70 | 18,69 | 18,66 | 18,69 | 18,69 | 18,66 |
| FeO | 0,10 | 0,17 | 0,17 | 0,12 | 0,19 | 0,14 | 0,08 | 0,14 | 0,13 | 0,17 | 0,14 | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 0,14 | 0,08 |
| CaO | 5,96 | 10,73 | 8,22 | 8,71 | 9,26 | 9,76 | 0,15 | 7,09 | 0,15 | 10,55 | 16,70 | 0,15 | 0,18 | 0,15 | 16,70 | 0,15 |
| Na ₂ O | 7,43 | 5,15 | 6,39 | 6,32 | 5,94 | 5,61 | 2,59 | 6,90 | 5,99 | 5,07 | 1,70 | 2,46 | 2,48 | 2,46 | 2,46 | 2,48 |
| K ₂ O | 0,84 | 0,30 | 0,46 | 0,43 | 0,39 | 0,33 | 12,81 | 0,63 | 0,41 | 0,29 | 0,05 | 12,47 | 12,55 | 12,47 | 12,47 | 12,55 |
| Total | 99,02 | 99,02 | 99,13 | 99,13 | 99,43 | 99,23 | 99,34 | 99,72 | 99,43 | 99,35 | 98,92 | 98,26 | 98,76 | 98,26 | 98,76 | 98,76 |
| Ab (mol%) | 65,95 | 45,66 | 56,85 | 55,35 | 52,51 | 49,99 | 23,30 | 61,42 | 53,31 | 45,73 | 15,48 | 23,87 | 22,85 | 23,87 | 22,85 | 22,85 |
| An (mol%) | 29,13 | 53,56 | 40,44 | 43,18 | 45,23 | 48,07 | 0,75 | 34,91 | 44,29 | 52,55 | 84,20 | 0,76 | 0,92 | 0,76 | 84,20 | 0,92 |
| Or (mol%) | 4,91 | 1,77 | 2,72 | 2,47 | 2,26 | 1,95 | 75,95 | 3,67 | 2,40 | 1,72 | 0,31 | 76,37 | 76,23 | 76,37 | 76,37 | 76,23 |

| | B. egység | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | Ny–1, 319 m | | | | | | | | Ny–1, 370 m | | | | | | | |
| | minta | | | | | | | | minta | | | | | | | |
| | ny1319-plg1 | ny1319-plg2 | ny1319-plg3 | ny1319-plg4 | ny1319-plg5 | ny1319-plg6 | ny1319-plg7 | ny1319-plg8 | ny1370-plg1 | ny1370-plg2 | ny1370-plg3 | ny1370-plg4 | ny1370-plg5 | ny1370-plg6 | ny1370-plg7 | ny1370-plg8 |
| SiO ₂ | 60,48 | 50,93 | 59,72 | 59,75 | 48,29 | 55,83 | 47,19 | 58,14 | 59,70 | 45,88 | 52,79 | 56,03 | 52,79 | 56,03 | 49,81 | 49,81 |
| Al ₂ O ₃ | 24,72 | 31,13 | 25,18 | 24,90 | 33,03 | 27,73 | 33,59 | 25,95 | 23,31 | 34,45 | 29,52 | 26,83 | 34,45 | 26,83 | 31,71 | 31,71 |
| FeO | 0,17 | 0,16 | 0,20 | 0,16 | 0,24 | 0,18 | 0,24 | 0,15 | 0,13 | 0,25 | 0,19 | 0,18 | 0,25 | 0,18 | 0,41 | 0,41 |
| CaO | 6,35 | 13,54 | 6,92 | 6,60 | 15,82 | 9,62 | 16,62 | 7,67 | 6,92 | 17,64 | 11,93 | 8,84 | 17,64 | 8,84 | 14,67 | 14,67 |
| Na ₂ O | 7,27 | 3,67 | 7,09 | 7,25 | 2,45 | 5,75 | 1,79 | 6,70 | 7,10 | 1,42 | 4,61 | 6,18 | 7,10 | 4,61 | 3,06 | 3,06 |
| K ₂ O | 0,71 | 0,16 | 0,59 | 0,65 | 0,08 | 0,33 | 0,04 | 0,54 | 0,62 | 0,04 | 0,24 | 0,45 | 0,62 | 0,45 | 0,10 | 0,10 |
| Total | 99,72 | 99,61 | 99,74 | 99,36 | 99,94 | 99,44 | 99,53 | 99,15 | 99,83 | 99,73 | 99,34 | 99,42 | 99,73 | 99,42 | 99,84 | 99,84 |
| Ab (mol%) | 64,62 | 32,58 | 62,73 | 64,02 | 21,80 | 50,97 | 16,25 | 59,32 | 62,65 | 12,71 | 40,59 | 54,40 | 12,71 | 40,59 | 27,23 | 27,23 |
| An (mol%) | 31,21 | 66,50 | 33,84 | 32,22 | 77,75 | 47,13 | 83,52 | 37,53 | 33,74 | 87,06 | 58,02 | 43,02 | 33,74 | 87,06 | 72,18 | 72,18 |
| Or (mol%) | 4,18 | 0,92 | 3,43 | 3,76 | 0,45 | 1,90 | 0,23 | 3,15 | 3,61 | 0,23 | 1,39 | 2,58 | 0,23 | 1,39 | 0,60 | 0,60 |

| | C1. egység | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | fűrész | | | | | | | | C2. egység | | | | | | | |
| | Ny–1, 176 m | | | | | | | | fűrész | | | | | | | |
| | minta | | | | | | | | Ny–1, 223,8 m | | | | | | | |
| | ny1176-plg1c | ny1176-plg2c | ny1176-plg3c | ny1176-plg4c | ny1176-plg5c | ny1176-plg6c | ny1176-plg7c | ny1176-plg8c | | ny1223-plg1 | ny1223-plg2 | ny1223-plg3 | ny1223-plg4 | ny1223-plg5 | ny1223-plg6 | ny1223-plg7 |
| | 61,23 | 24,24 | 0,09 | 0,23 | 0,23 | 0,12 | 0,15 | 0,15 | | 62,37 | 23,68 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,12 |
| SiO ₂ | 61,23 | 24,24 | 0,09 | 0,23 | 0,23 | 0,12 | 0,15 | 0,15 | | 62,37 | 23,68 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 24,24 | 24,24 | 0,23 | 0,12 | 0,12 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | | 23,68 | 24,91 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,12 |
| FeO | 0,09 | 0,23 | 0,23 | 0,12 | 0,12 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | | 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,12 |
| CaO | 5,69 | 7,71 | 6,08 | 8,59 | 8,59 | 3,51 | 8,15 | 5,43 | | 4,88 | 10,53 | 6,49 | 16,09 | 16,09 | 8,76 | 8,76 |
| Na ₂ O | 0,63 | 0,30 | 0,30 | 0,95 | 11,33 | 0,66 | 0,66 | 0,28 | | 0,86 | 0,86 | 0,67 | 0,67 | 0,67 | 0,39 | 0,39 |
| K ₂ O | 0,63 | 0,30 | 0,30 | 0,95 | 11,33 | 0,66 | 0,66 | 0,28 | | 0,86 | 0,86 | 0,67 | 0,67 | 0,67 | 0,39 | 0,39 |
| Total | 99,61 | 99,84 | 99,84 | 100,54 | 100,01 | 100,26 | 100,01 | 100,26 | | 99,72 | 99,72 | 99,72 | 99,72 | 99,72 | 99,72 | 99,72 |
| Ab (mol%) | 66,43 | 53,41 | 53,41 | 74,07 | 31,77 | 71,42 | 47,51 | 66,40 | | 66,40 | 66,40 | 66,40 | 66,40 | 66,40 | 66,40 | 66,40 |
| An (mol%) | 27,90 | 44,86 | 44,86 | 20,55 | 0,77 | 23,62 | 50,90 | 30,00 | | 23,62 | 50,90 | 30,00 | 78,99 | 42,42 | 87,92 | 87,92 |
| Or (mol%) | 3,67 | 1,72 | 1,72 | 5,38 | 67,46 | 4,96 | 1,58 | 3,90 | | 4,96 | 0,43 | 0,43 | 2,27 | 2,27 | 0,23 | 0,23 |

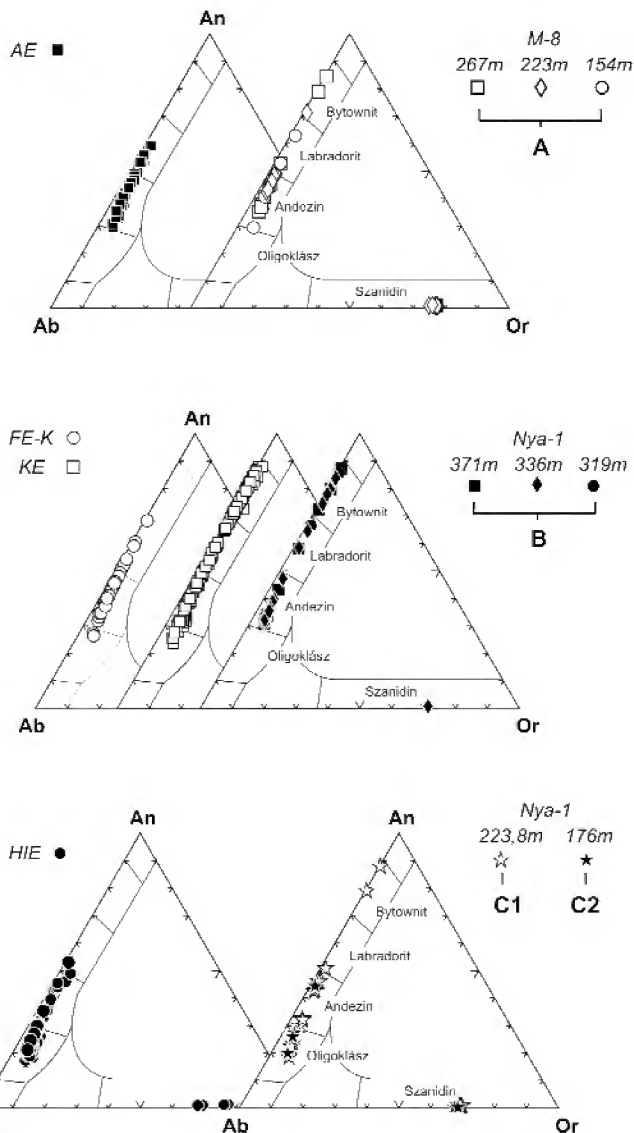
Összetételük nem tér el aszerint, hogy horzszakőben vagy az alapanyagban jelennek meg. A visszaszórt elektronképen zónásságot mutató plagioklászok esetében több ponton is meghatároztuk az összetételt. Ahol zónásság nem volt látható, ott vagy egy mérést végeztünk, vagy a mag és a szegély összetételét mértük a kémiai összetétel esetleges változásának ellenőrzéseként. A plagioklászok jellemző főelem adatait a II. táblázatban közöljük.

Az M-8 fúrás A-egységéből származó mintákban plagioklászok és káliföldpátok egyaránt előfordulnak. A plagioklászok összetétele igen széles összetételbeli tartományt ölel fel, az andezinestől bytownitos összetételig (6. ábra). A ritka, Ca-ban dúsabb plagioklász mintapontok a zónás kristályok magrészt képviselik. A homogén plagioklászok és a zónások szegélyzónáinak jellemző összetétele andezines. A plagioklászok és a szanidinek összetétele egységes a teljes A-egységben, azaz a különböző mélységből vett minták nem mutatnak különbséget.

A Nya-1 fúrás B-egységéből származó plagioklászok szintén széles összetételbeli változékonysággal és bimodalitással jellemezhetőek. A kőzetegység három mélységből származó minták plagioklászainak összetétele nem különbözik egymástól (6. ábra). Jellemzően normál zónások, magrésztük Ca-ban dúsabb, labradoritos és bytownitos összetételű, míg a szegélyrészek andezines összetételűek. A C1- és C2-egységekből vett mintákban plagioklászok és káliföldpátok is előfordulnak. A C1-egység plagioklászainak uralkodó része oligoklász, andezines összetételű. A két Ca-dús mintapontot két normál zónás plagioklász magrésztében mértük. A C2-egységből származó plagioklászok összetétele oligoklásztól andezinig terjed és átfedi a C1-egység plagioklászainak Ca-gazdag változatokon kívüli, domináns összetételét. A káliföldpátok összetétele mindkét mély-

ségben hasonló, és alacsonyabb ortoklásztartalmú az A-egység szanidineihez képest.

A biotit minden vizsgált mintában gyakori és általában az egyedüli mafikus ásvány, egyes kőzetmintákban azonban többé-kevésbé átalakult. Ez utóbbiak kiküszöbölésére az összetétel adatokból csak a 94–97% összegű adatokat értékeltük. A biotitok jellemző összetétel adatait a III. táblázat és a 7. ábra mutatja. Az M-8 fúrás A-egységéből származó biotitok hasonló összetételűek. A Nya-1 fúrásban a B-egység biotitjai homogén összetételűek, vas- és magnézium-tartalmuk alapján hasonlóak az M-8 fúrás A-egységének biotitjaihoz, azonban titán-tartalmuk kissé magasabb,



6. ábra. Az M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B, C1 és C2 jelű vulkáni egységeiből mért földpátok összetétele, összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek földpátösszetételével (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007)

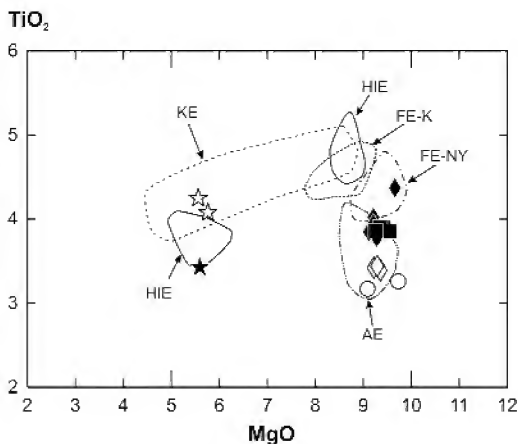
Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsány ignimbrit egység, FE-K = Felső egység keleti rész, 'Harsány-kanyar' feltárás

Figure 6. Comparison of the chemical compositions of feldspars from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the boreholes M-7, M-8 and Nya-1 with the feldspar compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field

Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop

III. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek biotitjainak reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)
 Table III. Representative composition of the biotites from the studied volcanic units (oxides in weight percent)

| | A egység | | | B egység | | | C1 egység | | C2 egység | |
|--------------------------------|------------|------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------|-------|-----------|-------|
| | fúrás | | | fúrás | | | fúrás | | fúrás | |
| | M 8, 154 m | M 8, 223 m | Nya 1, 336 m | Nya 1, 370 m | Nya 1, 223 m | Nya 1, 176 m | | | | |
| | minta | minta | minta | minta | minta | minta | | | | |
| | m8154-b1 | m8223-b4 | nya1336-b4 | nya1370-b3 | nya1223-b2 | nya1176-b2 | | | | |
| SiO ₂ | 35,32 | 35,52 | 35,78 | 35,18 | 35,85 | 35,71 | 33,84 | 33,93 | 34,22 | 34,22 |
| TiO ₂ | 3,17 | 3,26 | 3,42 | 3,90 | 3,85 | 3,86 | 4,25 | 4,08 | 3,43 | 3,43 |
| Al ₂ O ₃ | 13,93 | 14,06 | 13,72 | 13,88 | 13,61 | 13,72 | 14,02 | 14,15 | 13,27 | 13,27 |
| FeO | 23,05 | 22,15 | 22,34 | 22,51 | 22,66 | 22,95 | 27,70 | 27,45 | 28,33 | 28,33 |
| MnO | 0,32 | 0,33 | 0,38 | 0,40 | 0,36 | 0,37 | 0,13 | 0,13 | 0,40 | 0,40 |
| MgO | 9,09 | 9,73 | 9,21 | 9,34 | 9,55 | 9,26 | 5,56 | 5,76 | 5,59 | 5,59 |
| Na ₂ O | 0,36 | 0,35 | 0,42 | 0,40 | 0,34 | 0,36 | 0,41 | 0,50 | 0,37 | 0,37 |
| K ₂ O | 8,89 | 8,69 | 8,58 | 8,69 | 8,80 | 8,74 | 8,30 | 8,24 | 8,43 | 8,43 |
| Total | 94,15 | 94,11 | 94,38 | 94,39 | 95,04 | 94,98 | 94,23 | 94,26 | 94,06 | 94,06 |



7. ábra. A M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B és C jelű vulkáni egységeiből mért biotitok összetétele (oxidok %-ban), összehasonlítva a bükksajkai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek biotit-összetételével (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007)

Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Hársány Ignimbrit Egység, FE-K = Felső egység keleti rész, 'Hársány-kanyar' feltárás, FE-NY = Felső egység nyugati rész, Demjén, Nagyeresztvény feltárás. A mintajelek magyarázata a 6. ábrán található.

Figure 7. Comparison of the chemical compositions (oxides in wt%) of biotites from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the M-7, M-8 and Nya-1 boreholes with the biotite compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükksajkai Volcanic Field. Explanation of symbols is found in Figure 6

Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Hársány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Hársány-kanyar' outcrop, FE-NY = Upper Unit western part, Demjén, Nagyeresztvény outcrop

Al₂O₃-koncentrációjuk pedig kissé alacsonyabb. A C1- és C2-egységek biotitjai közül csak néhány üde példányt találtunk, amelyek erősen különböznek az A- és B-egységek biotitjaitól. MgO-tartalmuk alacsonyabb, FeO-tartalmuk pedig magasabb. A C1-egység biotitjainak TiO₂-és Al₂O₃-koncentrációja némileg magasabb a C2-egységből származó egyetlen biotithoz képest.

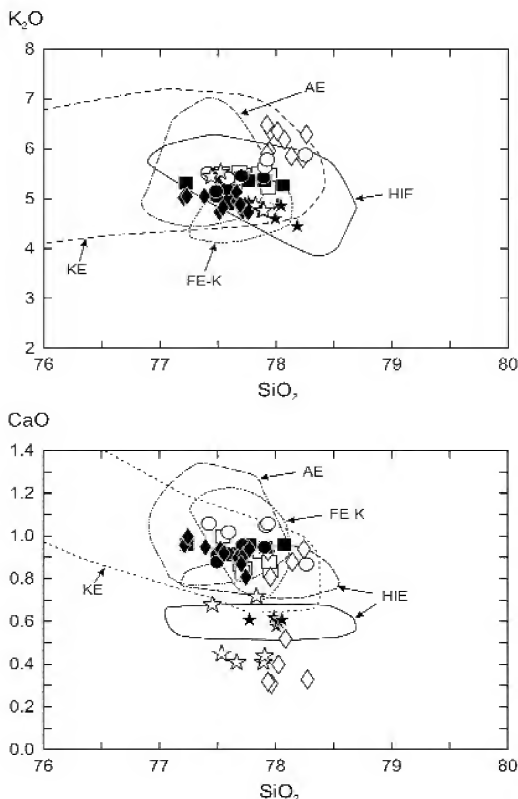
A minták juvenilis törmelékeinek (horzsakő és üveg-szilánk) kőzetüvegösszetétele többnyire üde, nem átalakult állapotot jelez. A kőzetüvegek főleg adatait abban az esetben fogadtuk el összehasonlító és genetikai értelmezésre, amennyiben a mért oxidok összege 94 % feletti. A kőzet-üvegek víztartalmát (LOI*) az oxidok összege és a 100 t% közti különbséggel becsültük (DEVINE et al. 1995, BLUNDY & CASHMAN 2001). Az adatok összehasonlíthatósága érdekében a kapott kőzetüvegösszetételeket illómentes állapotra, 100%-ra számoltuk át. A kőzetüvegek reprezentatív összetétel adatai a IV. táblázatban találhatóak meg.

A vizsgált mintákban nagy szilíciumtartalmú (SiO₂ = 76,3–78,7 t%) és káliumban gazdag (K₂O = 4,5–6,5 t%) riolitos kőzetüvegek figyelhetők meg (8. ábra). Becsült víztartalmuk 3,6–5,6 t% között változik. A horzsakövek üvegei és az üveg-szilánkok között nincs szisztematikus geokémiai eltérés, ugyanazt a kémiai összetételt mutatják.

Az M-8 fúrásból származó mintákban fiammét és üveg-szilánkokat mértünk. Az üvegek főlegadatai alapján

IV. táblázat. A vizsgált vulkáni egységek kőzetüvegeinek (p=horzskő üveg, gl=üvegszilánk) reprezentatív kémiai összetétele (oxidok tömeg%-ban)
 Table IV. Representative composition of the glasses (pumice glass, gl=glass shard) from the studied volcanic units (oxides in weight percent)

| A egység | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|----------------|--|
| lőrás | | | | | | | | | | | | |
| M 8, 154 m | | | | | | | | | | | | |
| minta | | | | | | | | | | | | |
| m8154-p2 | m8154-p3 | m8154-gl1 | m8154-gl2 | m8223-gl3b | m8223-gl4 | m8223-gl5 | m8223-gl6 | m8267-gl1 | m8267-p1 | m8267-p2 | M 8, 267 m | |
| SiO ₂ | 74,95 | 74,1 | 73,81 | 73,5 | 73,84 | 73,83 | 73,77 | 74,24 | 74,22 | 74,03 | minta | |
| Al ₂ O ₃ | 11,86 | 12,33 | 12,33 | 12,24 | 12,13 | 12,27 | 12,3 | 12,33 | 12,28 | 12,29 | m8267-p5 | |
| FeO | 0,65 | 0,34 | 0,79 | 0,76 | 0,53 | 0,45 | 0,47 | 0,73 | 0,73 | 0,77 | m8267-p2 | |
| MnO | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | m8267-p2 | |
| CaO | 0,71 | 0,82 | 0,97 | 1,01 | 0,77 | 0,88 | 0,29 | 0,8 | 0,88 | 0,83 | m8267-p2 | |
| Na ₂ O | 1,75 | 1,4 | 1,91 | 1,94 | 1,58 | 1,49 | 1,73 | 1,8 | 1,83 | 1,92 | m8267-p2 | |
| K ₂ O | 5,33 | 5,37 | 5,16 | 5,24 | 5,64 | 5,5 | 6,03 | 5,23 | 5,24 | 5,27 | m8267-p2 | |
| Total | 95,28 | 94,68 | 95,12 | 94,95 | 94,58 | 94,38 | 94,71 | 95,24 | 95,33 | 95,28 | 95,32 | |
| B egység | | | | | | | | | | | | |
| lőrás | | | | | | | | | | | | |
| Nya-1, 319 m | | | | | | | | | | | | |
| minta | | | | | | | | | | | | |
| nya1319-gl1 | nya1319-p1 | nya1319-gl2 | nya1319-p5 | nya1336-gl5 | nya1336-gl2 | nya1336-gl4 | nya1336-p4 | nya1370-p1 | nya1370-p4 | nya1370-p5 | Nya-1, 370m | |
| SiO ₂ | 74,34 | 74,08 | 74,67 | 73,76 | 74,5 | 73,58 | 74,09 | 74,05 | 74,85 | 74,16 | minta | |
| Al ₂ O ₃ | 12,55 | 12,3 | 12,32 | 12,43 | 12,39 | 12,4 | 12,32 | 12,34 | 11,95 | 12,29 | nya1370-p5 | |
| FeO | 0,79 | 0,78 | 0,76 | 0,82 | 0,7 | 0,85 | 0,8 | 0,73 | 0,75 | 0,64 | nya1370-p4 | |
| MnO | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,03 | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,09 | nya1370-p4 | |
| CaO | 0,87 | 0,89 | 0,91 | 0,84 | 0,85 | 0,95 | 0,9 | 0,88 | 0,91 | 0,91 | nya1370-p4 | |
| Na ₂ O | 2,3 | 2,08 | 1,81 | 2,25 | 2,6 | 2,46 | 2,48 | 1,62 | 1,76 | 1,88 | nya1370-p4 | |
| K ₂ O | 4,85 | 3,18 | 5,21 | 4,91 | 4,76 | 4,82 | 4,52 | 5,01 | 5,14 | 5,12 | nya1370-p4 | |
| Total | 95,93 | 95,53 | 95,85 | 95,18 | 95,91 | 95,36 | 95,27 | 94,85 | 95,35 | 95,19 | 95,98 | |
| C1 egység | | | | | | | | | | | | |
| lőrás | | | | | | | | | | | | |
| Nya-1, 176 m | | | | | | | | | | | | |
| minta | | | | | | | | | | | | |
| nya1176-gl1 | nya1176-gl2 | nya1176-gl3 | nya1223-p1 | nya1223-p2 | nya1223-p3 | nya1223-p4 | nya1223-p5 | nya1223-p6 | nya1223-p7 | nya1223-p8 | Nya-1, 223.8 m | |
| SiO ₂ | 75,15 | 74,68 | 74,87 | 73,92 | 74,12 | 74,15 | 74,15 | 74,15 | 74,15 | 74,15 | minta | |
| Al ₂ O ₃ | 12,46 | 12,48 | 12,5 | 12,55 | 12,52 | 12,69 | 12,69 | 12,69 | 12,69 | 12,69 | minta | |
| FeO | 0,84 | 0,82 | 0,84 | 0,92 | 0,9 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | minta | |
| MnO | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | minta | |
| CaO | 0,57 | 0,55 | 0,59 | 0,65 | 0,43 | 0,39 | 0,39 | 0,39 | 0,39 | 0,39 | minta | |
| Na ₂ O | 2,7 | 2,65 | 2,6 | 2,11 | 2,24 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | minta | |
| K ₂ O | 4,29 | 4,42 | 4,74 | 5,21 | 5,3 | 4,72 | 4,72 | 4,72 | 4,72 | 4,72 | minta | |
| Total | 96,11 | 95,75 | 96,28 | 95,44 | 95,61 | 95,48 | 95,48 | 95,48 | 95,48 | 95,48 | 95,48 | |



8. ábra. A M-7, M-8 és a Nya-1 fúrások A, B és C jelű vulkáni egységeiből mért kőzetüvegek (horzsakövek és üvegszilánkok) összetétele (oxidok 1%-ban), összehasonlítva a bükkaljai vulkáni terület hasonló korú képződményeinek kőzetüveg-összetételével (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007)

A mintajelek magyarázata a 6. ábrán található. Rövidítések: AE = Alsó egység, KE = Középső egység, HIE = Harsányi ignimbrit egység, FE-K = Felső egység keleti rész; 'Harsány-kanyar' feltárás

Figure 8. Comparison of the chemical compositions (oxides in wt%) of volcanic glasses (pumices and glass shards) from the A, B, C1 and C2 volcanic units of the M-7, M-8 and Ny-1 with the glass compositions of the Miocene pyroclastic formations (HARANGI et al. 2005; LUKÁCS et al. 2007) of the Bükkalja Volcanic Field. Explanation of symbols is found in Fig. 6. Abbreviations: AE = Lower Unit, KE = Middle Unit, HIE = Harsány Ignimbrite Unit, FE-K = Upper Unit eastern part, 'Harsány-kanyar' outcrop

a fiammek egyes elemek tekintetében eltérő összetétellel jellemezhetőek az üvegszilánkokhoz képest. Hasonló SiO_2 és Al_2O_3 koncentráció mellett a fiamméknak K_2O - és becsült víztartalma magasabb, FeO - és Na_2O -tartalma alacsonyabb, valamint CaO -tartalmuk is általában alacsonyabb az üvegszilánkokhoz képest.

A Nya-1 fúrás B-egységének üvegei viszonylag homogén összetétellel jellemezhetőek. A C1-egység azonban magasabb Al_2O_3 - és FeO -tartalmú üvegeket tartalmaz a C2- és a B-egységekhez képest. A C1- és C2-egységek üvegei mindemellett határozottan alacsonyabb CaO -tartalommal jellemezhetőek a B-egységéhez képest. Mindemellett a C1-egység üvegeinek CaO -tartalma két minta kivételével alacsonyabb mint a C2-egységéé.

Korreláció a Bükkalja vulkáni képződményeivel

A Bükkalja elszórtan előbukkanó képződményeinek elkülönítése leghatásosabban paleomágneses (MÁRTON & PÉCSKAY 1998), valamint geokémiai adatok (HARANGI et al. 2005, LUKÁCS et al. 2007) alapján történt. E vizsgálatok négy nagyobb vulkáni szintet, azaz vulkáni kitörési egységet azonosítottak, amelyből kettő (a demjéni és harsányi ignimbrit egység) közel azonos korú. A vulkáni szintek egy délnyugat-északkeleti irányú csapásban húzódnak a Bükk előterében. A három vizsgált fúrás a Bükkalja keleti peremén mélyült, ezen belül a M-7 és M-8 fúrások az alsó egység csapásában helyezkednek el, azonban itt a felszínen már fiatalabb vulkáni képződmények vannak. Míg a Nya-1 fúrás a harsányi ignimbrit egység folytatásában található (1. ábra).

PENTELENYI (2005) a fúrások rétegsorát úgy értelmezte, hogy az M-7 és M-8 fúrások legfelső részén a Harsányi Riolitufa Formáció képződményei vannak, amelyek a felszínen is folyamatosan nyomozhatók. Az M-7 fúrásban a Harsányi Riolitufa Formáció kőzetei alatt a Tari Dácitufa Formáció képződményét jelölte, ami a kőszentes összetétel felett települ. A K-Ar kormeghatározás alapján az M-8 fúrás legfelső képződménye (d-egység) $14,72 \pm 1,3$ millió éves, ami alapján a kőzet nem sorolható be egyértelműen. Az eddigi, csekély számú, geokémiai adat azt valószínűsíti, hogy e képződmény a bükkaljai vulkáni terület középső egységének felső részével rokonítható, és így a Tari Dácitufa Formáció része lehet.

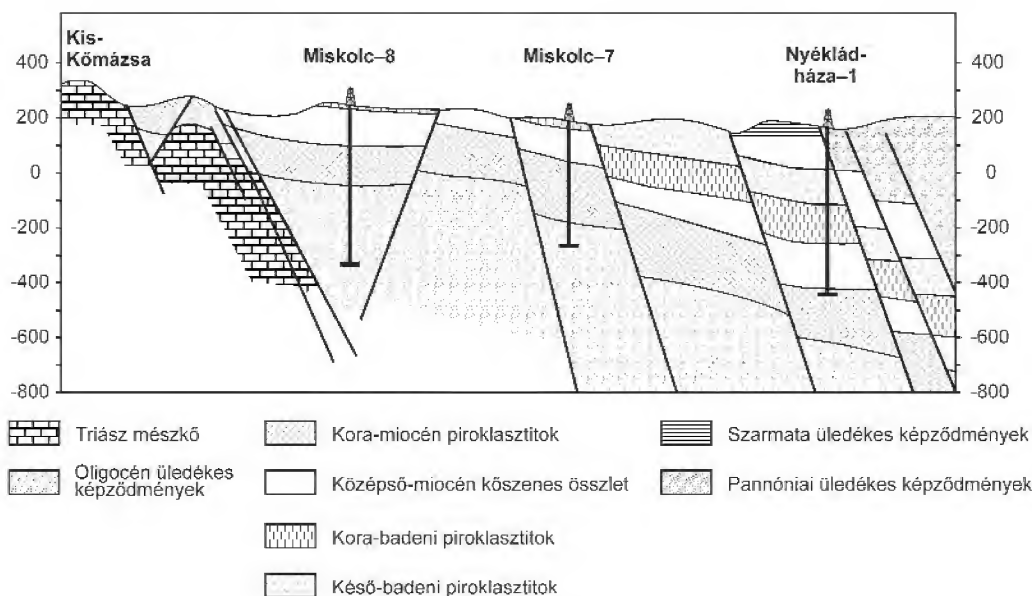
Az M-7 és M-8 fúrás vastag ignimbritegységei (A-egység) vulkanológiailag és petrográfiaailag egyértelműen a Bükkalja alsó egységéhez (SZAKÁCS et al. 1998), azaz a Gyulakeszi Riolitufa Formációhoz sorolhatók. Mindezt alátámasztják a biotit és plagioklász elemzési adatok is (7. és 8. ábra). A kőzetüveg-összetételek szintén egybeesnek a Gyulakeszi Riolitufa adataival, kivéve az összesült egység fiamméit, amelyek K_2O -ban nagyobb koncentrációt mutatnak. E vulkáni szinttel párhuzamosítható a Nya-1 fúrás legmélyebb piroklasztitja is, amely kőzetre a K-Ar radiometrikus kormeghatározás $18,43 \pm 1,64$ millió éves kort adott. Mind az M-7, mind az M-8 fúrásokban a piroklasztit-összetétel nagy vastagságban (215, illetve 143 méter) táruul fel. Habár a piroklasztitár-üledékek völgyekben jelentős vastagságot is elérhetnek, ezek a vastagságadatok még ennek fényében is jelentősek. Összehasonlításképpen, a 20. század legjelentősebb ignimbrit vulkáni kitörése, az alaskai Katmai 1912-es működése során az Ukak-folyó völgyét 100–150 m vastag, helyenként 4 km széles lapos ignimbrit tömeg borította (HILDRETH 1983). A Katmai tűzhányó e kitörést követően mintegy 300 métert alacsonyodott! A Bükkalja területén 18–19 millió évvel ezelőtt zajlott vulkáni kitörés feltehetően még ennél is nagyobb lehetett és bizonyára a fúrások jelenlegi helyének közelében egy kaldera létrejöttével járt. Az M-7 és M-8 fúrásokban harántolt fiammetartalmú ignimbrit megtévesztésig hasonlít a Bükkalján többek között a Latorvár, a Túr-bucka, valamint a Demjén-

hez közeli Pütkös-hegy hasonló korú kőzetéhez. Feltéve, hogy ezek akár ugyanannak a vulkáni kitérésnek a termékei is lehetnek, úgy a vulkáni kitérés követően több tíz kilométer távolságba juthatott el jelentős vastagságú, forró piroklasztár-üledék! E vulkáni egységre mindhárom fúrás alapján a Borsodi-medencéből ismert ottngangi–kárpáti korúnak tartott kőszéntelepes rétegsor (Salgótarjáni Formáció) települ, ami a szorosabb értelemben vett Bükkalja területén nem fordul elő.

A Nya-1 fúrás kiválóan feltárta a kőszéntelepes rétegsor után következő, közel 300 méter vastag vulkáni törmelékes rétegsort, amely alapvetően vulkáni képződményekből áll, benne markáns üledékes közbetelepülés nélkül. PENTELENYI (2005) e vulkáni rétegsort egységesen a Harsányi Riolittufa Formációba sorolta. Vulkanológiai és kőzettani vizsgálatunk szerint azonban három nagyobb szintre (B-, C1- és C2-egységek) különíthető el, amelyek között további vékonyabb vulkáni rétegek is megfigyelhetők. A kormeghatározási adatok jelentős korbelt különbséget fedtek fel! A B-egység mintái 15,62–16,17 millió évesnek adódtak, míg a C1- és C2-egységek 12,18–12,96 millió éves kort mutatnak (1. táblázat)! Mindez arra utal, hogy a vulkáni rétegsoron belül, körülbelül 285 méteres mélységben egy jelentős diszkordanciafelületnek kell lennie, ami mintegy 3 millió éves üledékhézagot jelent! A fúrásmenták ezzel szemben nem mutatnak éles rétegtani váltást, 285 és 257 méter mélység között helyenként jól rétegzett, máshol rétegtelen vulkanoklasztos üledékek találhatók, amelyekre horzsaköves piroklasztár-üledék (C1-egység) települ.

A koradatok alapján a B-egység a Bükkalja középső egységével (SZAKÁCS et al., 1998) párhuzamosítható. Vulkanológiaiailag azonban különbözik egymástól e két képződmény! A Bükkalján a középső egység elsősorban összesült ignimbritből, kisebb részt jellegzetes megjelenésű kevert, salak piroklasztár-üledékből áll. Ezzel szemben a Nya-1 fúrás B-egysége összesülést nem mutató horzsaköves piroklasztár-üledéke. A plagioklaszok összetétele hasonlóan nagy változatosságot mutat, mint a bükkaljai középső egység piroklasztitjainak plagioklaszjai (6. ábra), azonban a biotitok összetétele jelentősen különbözik (7. ábra)! Mindezek alapján úgy véljük, hogy bár a bükkaljai középső egység képződményeinek és a Nya-1 fúrás B-egységének képződése időben hasonló lehetett, azonban nem ugyanazon vulkáni kitérés termékei, sőt különböző összetételű magma kitéréséhez kapcsolhatók! A Nya-1 fúrás B-egységét létrehozó vulkáni kitérés centruma feltehetően a Bükkaljától keletre lehetett és a vulkáni kitérés termékei nem jutottak el a mai Bükkalja területére. Felvetődik, hogy a Harsánytól északra előbukkanó, bizonytalan rétegtani helyű ignimbritrétegek (FE-K, 'Harsány-kanyar'; LUKÁCS et al. 2007) esetleg párhuzamosíthatók a B-egységgel. A kőzetüvegek kémiai összetétele valóban jó egyezést mutat, azonban a plagioklaszok és biotitok összetétele különbözik, ami nem támasztja alá e vulkáni egységek összetartozását.

A Nya-1 fúrás 257 és 145 méter mélysége között két nagyobb vastagságú horzsaköves piroklasztár-üledék (C1- és C2-egységek) található, amelyeket 214 méter mélységben egy zömében vulkanit anyagú konglomerátum és egy arra



9. ábra. Földtani szelvény a Bükk hegységi Kis-Kőmáza és Mályi között, RADÓCZ (1989) nyomán, módosítva

Figure 9. Geological cross section between Kis-Kőmáza Bükk Mts and Mályi, after RADÓCZ (1989) with modifications

települőd akkréciós lapilli tartalmú tufaréteg választ el egymástól. A konglomerátum lepusztulási környezetre utal. A kavicsok anyaga alapvetően horzsakő és obszidián-jellegű kőzet, amely utóbbi a Bükkalja harsányi ignimbrít egységben egyedien jellegzetes litoklaszt (LUKÁCS et al. 2007). Már ez az információ felveti a C1-egység és a harsányi ignimbrít egység korrelációját. A kavicsos üledék felett települőd akkréciós lapilli réteg jó hasonlóságot mutat a Tibolddaróc nyugati részén, valamint a Tarisza-völgyben előbukkanó képződménnyel. Ezt követően azonban nem figyelhető meg a Tibolddarócon jól feltáruló, az akkréciós lapilli tartalmú réteg és a horzsaköves piroklasztár-üledék közötti változatos vulkanoklasztos rétegsor (LUKÁCS et al. 2007). A C1- és C2-egység kora ($12,18\text{--}12,96\pm 1,4$) hibahatáron belül azonos a harsányi ignimbrít egység korával ($13,35\text{--}13,65\pm 1,0$ millió év). E vulkáni képződmények összetartozását megerősítik a vulkanológiai és petrográfiai, valamint a geokémiai megfigyelések is (6., 7. és 8. ábra). A Nya–1 fúrás rétegsora azt a fontos információt adja, hogy vulkanológiailag, kőzetanilag és geokémiaiilag is teljesen megegyező piroklasztitok (l. C1- és C2-egységek) nem feltétlenül ugyanannak a vulkáni kitörésnek a termékei, bár képződésük feltehetően ugyanannak a magmás rendszernek, ugyanannak a magmatípusnak, valószínűleg időben nem túl távoli kitöréseihez kapcsolható. Ez a vulkáni képződmény ismereteink szerint a Bükkalján legnyugatabbra Tibolddaróc környékén jelenik meg. A kitörési központot ebben az esetben is a Bükkaljától keletre valószínűsítjük.

A vulkáni működés ezt követően a térségben elcsitulhatott, mivel 145 méter mélység felett már nem fordul elő vulkáni képződmény, a rétegsorban szarmata és alsó-pannoniai üledékek találhatók. A 9. ábrán bemutatott szelvényünk még egy pontban különbözik PENTELENYI (2005) szelvényrajzától. A szarmata és pannon üledékek határa, 82 méter mélységben megítélésünk szerint tektonikus.

Összefoglaló következtetések

A Bükkaljától keletre mélyült kutatófúrások (M–7, M–8 és Nya–1) közel teljes magfúrással tártak fel miocén korú vulkáni törmelékes képződményeket. A teljes magfúrással lehetővé teszi, hogy ezek településéről, vastagságáról pontosabb képet kapjunk. Részletes geokronológiai, vulkanológiai, kőzetani és geokémiai vizsgálataink elsősorban a legvastagabb vulkáni képződményekre koncentráltak, a köztük lévő vulkáni törmelékes rétegeket egy későbbi munka keretében tárgyaljuk. A vizsgált vulkáni képződmények mind elsődlegesen, azaz piroklasztitok. Vulkanológiai és kőzetani jellemzőik alapján riolitos összetételű,

horzsakőtartalmú piroklasztár-üledékek, azaz ignimbritek. Mindhárom fúrásban megjelenik a kárpáti–ottnangi kőszénteles összlet alatt a Pannon-medence északi részén több helyen megfigyelt ignimbrít egység (A-egység), ami jól korrelálható a Bükkalján is előforduló alsó vulkáni egység (SZAKÁCS et al. 1998) képződményével. A jelentős vastagság és a kőzetsorozatban megjelenő fiammetartalmú, összesült egység egy igen heves ($VEI\approx 6\text{--}7$) vulkáni kitöréshez kapcsolható, amelynek centruma közel lehetett a fúrások jelenlegi helyéhez. Az M–7 és M–8 fúrások legfelső részén (d-egység) megítélésünk szerint badeni korú piroklasztit jelenik meg, a pontos besorolása azonban még további vizsgálatot igényel.

A Nya–1 fúrásban közel 300 méter vastagságban tárul fel egy újabb ignimbritsorozat, ami három nagyobb egységre bontható. Az alsó része (B-egység) mintegy 16 millió éves, míg a felső két egység (C1 és C2) közel azonos korú és mintegy 13 millió éves. A B-egység képződménye nem feleltethető meg a Bükkalja előterében előforduló hasonló korú piroklasztitoknak, míg a C1- és C2-egység a harsányi ignimbrít egységgel (LUKÁCS et al. 2007) korrelálható. Feltételezzük, hogy e vulkáni kőzetek kitörési központjai is a Bükkaljától keletre lehetnek. A fúrások vulkáni képződményeinek korrelációs vizsgálata megerősíti azt a korábbi megállapításunkat (LUKÁCS et al. 2007), hogy a miocén rétegsorban megjelenített három jelentős regionális vulkáni szint (eggenburgi–ottnangi határon, a kárpáti–badeni határon és a szarmatában, azaz az alsó, középső és felső riolittufa szint; pl.: CSÁSZÁR 1997) leegyszerűsített. A miocén során a Pannon-medence északi részén számos nagy erejű vulkáni kitörés zajlott, amelyeknek termékei több tíz kilométer távolságba is eljuthattak. Sőt, közel egyidőben, viszonylag közel egymáshoz, különböző összetételű riolitos magmák törtek a felszínre. A regionális miocén rétegtan mindezek figyelembe vételével szorult felülvizsgálatra.

Köszönetnyilvánítás

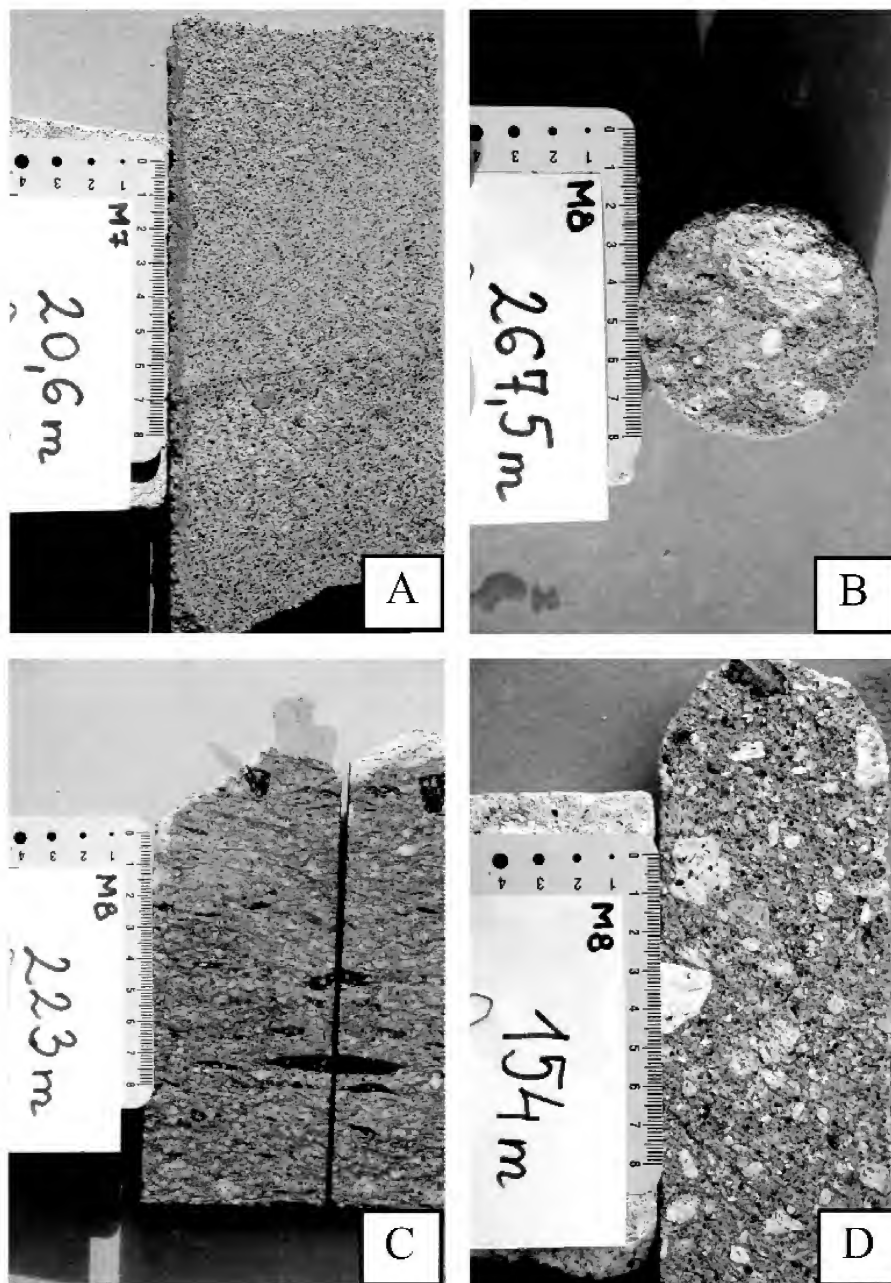
A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az Osztrák–Magyar Akció Alapítvány (436u7), valamint a Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány Diákok a tudományért szakalapítványa (Hiv. Sz.: DT.2001.nov./17.) nyújtott. Köszönetet mondunk BENDŐ Zsoltnak egyes ábrák (2., 3. és 4. ábrák) megrajzolásában nyújtott segítségéért. PELIKÁN Pál és ZELENA Tibor kritikus észrevételei jelentősen hozzájárultak a tanulmányban közölt megállapítások pontosításához, azonban szakmai véleményünk néhány helyen továbbra is különbözik.

Irodalom — References

- BÁLDI T. 1987: Jelentés a Miskolc–8. sz. mélyfúrás makrofaunájáról. — In: Jelentés az 1987. évi bükk oligo-miocén vizsgálatokról. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár*, T.14543II. 8–12.
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **48/2**, 720 p.
- BLUNDY, J. & CASHMAN, K. 2001: Ascent-derived crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**, 631–650.
- BRANCA, S., COLTELLI, M., DEL CARLO, P., GROPPPELLI, G., NORINI, G. & PASQUARÉ, G. 2004: Stratigraphic approaches and tools in the geological mapping of Mt. Etna volcano. — In: PASQUARÉ, G., VENURINI, C. & GROPPPELLI, G. (eds): *Mapping Geology in Italy*. APAT Roma, 147–158.
- BRANNEY, M. J. & KOKELAAR, P. 2002: Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. — *Geological Society, London, Memoirs* **27**, 143 p.
- CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI R., HARANGI, SZ., KARÁTSZON, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) — A preliminary stratigraphic report. — *Acta Volcanologica*, **7/2**, 119–124.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988: *Volcanic Successions — Modern and Ancient*. — Unwin Hyman, London, (második kiadás), 528 p.
- CZUPPON, G., HARANGI, SZ., NTAFLÓS, T., LUKÁCS, R., SZABÓ, CS. & KOLLER, F. 2001: Mixed andesite-rhyolite ignimbrite from the Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: evidence for magma mixing. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **146**, p. 61–63.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. szerk. 1983: *Magyarország litosztratigráfiai formációi*. — MÁFI kiadvány, Budapest.
- CSÁSZÁR G. szerk. 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások*. — MÁFI Kiadvány, Budapest, 114 p.
- DE RITA, D., FABBRI, M., GIORDANO, G., RODANI, S. & TRIGARI, A. 2000: L'utilizzo delle Unità stratigrafiche a Limiti Inconformi in ambiente vulcanico e vulcanoclastico: proposta di una metodologia di terreno e di organizzazione informatica dei dati. — *Boll. Soc. Geol. It.* **119**, 749–760.
- DE RITA, D., GIORDANO, G., FABBRI, M. & RODANI, S. 2004: Cartography of syn-eruption and inter-eruption deposits: The example of Roccamonfina Volcano. — In: PASQUARÉ, G., VENURINI, C. & GROPPPELLI, G. (eds): *Mapping Geology in Italy*. APAT Roma, 131–136.
- DEVINE, J. D., GARDNER, J. E., BRACK, H. P., LAYNE, G. D. & RUTHERFORD, M. J. 1995: Comparison of analytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. — *American Mineralogist* **80**, 319–328.
- DOWNES, H. 1996: Neogene magmatism and tectonics in the Carpatho-Pannonian region. — In: DECKER K. (ed): PANCARDI Workshop 1996, Dynamics of the Pannonian–Carpathian–Dinaride System — *Mitteilungen Gesellschaft Geologie- u. Bergbaustud. Österreich* **41**, 104–105.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. — Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- FREUNDT, A., WILSON, C. J. N. & CAREY, S. N. 2000: Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. — In: SIGURDSSON, H. (ed): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 581–599.
- GYALOG L. & BUDAI T. szerk. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *MÁFI Évi Jelentés 2002-ről*, 195–232.
- GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *MÁFI alkalmi kiadványa*, **187**, 171 p.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád–csereháti kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22**, 307 p.
- HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI L., BALOGH K. & ÁRVA-SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolitufa-szintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jelentés 1978-ről*, 65–73.
- HARANGI, SZ. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian Region: role of subduction, extension and mantle plume. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds) Cenozoic volcanism in the Mediterranean area. — *Geological Society of America Special Paper* **418**, 67–92.
- HARANGI, SZ., MASON, P. R. D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **143**, 237–257.
- HILDRETH, W. 1983: The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18**, 1–56.
- JÁMBOR Á. 1996: Csereháti Riolitufa Formáció "Pa.". — In: GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A MÁFI alkalmi kiadványa*, **187**, p. 76.
- LESS G., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELENYI L., REZESSY A. & SÁSDI L. 2002: A Bükk hegység földtani térképe 1:50 000. — MÁFI Kiadvány, Budapest.
- PELIKÁN P. & BUDAI T. szerk. 2005: A Bükk hegység földtana (Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez). — *MÁFI kiadvány*, 284 p.
- LUKÁCS R., HARANGI SZ., NTAFLÓS, T., KOLLER F. & PÉCSKAY Z. 2007: A Bükkalján megjelenő felső riolitufa szint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység. — *Földtani Közlemények* **137/4**, 359–515.
- MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 467–476.
- MÁRTON, E., ZELENKA, T. & MÁRTON, P. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts. and their forelands. — *Central European Geology* **50/1**, 47–57.
- NOSZKY J. 1912: A Salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. — *Koch emlékkönyv*, 67–90.
- NOSZKY J. 1941: Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról*, I., 531–545.
- PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* **6/3–4**, 307–331.

- PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to the genetics and classification. — *Bull. Volcanol.* **25**, 175–181.
- PENTELÉNYI L. 2002: A Bükkalja I. Földtani vázlat. — In: BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükk Nemzeti Park*. — Eger. 205–216.
- PENTELÉNYI L. 2005: A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet. — In: PELIKÁN P. & BUDAI T. (szerk.): *A Bükk hegység földtana* (Magyarózó a Bükk hegység földtani térképéhez). — *MÁFI kiadvány*, 110–125.
- PÓKA, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **45**, 257–277.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G. & SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 437–466.
- RADÓCZ, Gy. 1969: Előzetes jelentés a Csereháti alappfűrészek eredményeiről. — *MÁFI Évi Jelentés 1967-ről*, 281–285.
- RADÓCZ Gy. 1989: Kutatófűrészi adatok a Bükkhegység DK-i előteréből. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai, Adattár*, T.18834 4 p. + 5 ábra
- RADÓCZ Gy. & GYARMATI P. 2005: A Bogács–9 fűrés vulkanitjai. — *Földtani Közlemény* **153/3**, 361–371.
- RAVASZ, Cs. 1987: Neogene volcanism in Hungary. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70**, 275–279.
- SCHRÉTER Z. 1939: A Bükkhegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. — *MÁFI Évi Jelentés, 1933–35*, 511–532.
- SCHRÉTER Z. 1950: Tard, Bükkaranyos környezetének földtani térképe, 1:25 000. — *Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai, Adattár, 1950-es Jelentés, Szén 102*.
- SPARKS, R. S. J., SELF, S. & WALKER, G. P. L. 1973: Products of ignimbrite eruptions. — *Geology* **1**, 115–118.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. — *Earth Planetary Science Letters* **36/3**, 359–362.
- SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA, T. & SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 413–435.
- VARGA Gy. 1981: Újabb adatok az összesült tufatelepek és ignimbritek ismeretéhez. — *MÁFI Évi Jelentés 1979-ről*, 499–509.
- Kézirat beérkezett: 2009. 03. 27.

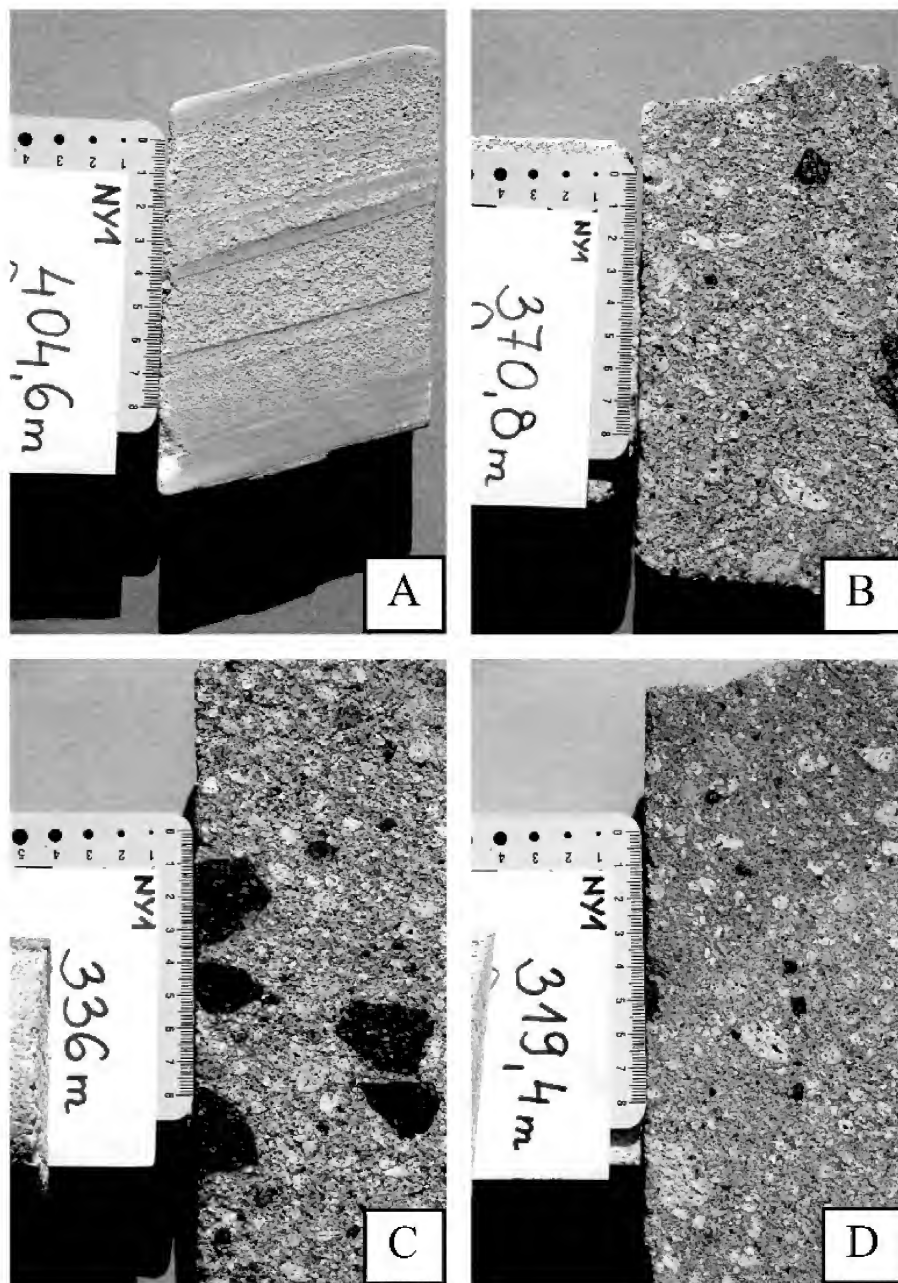
I. tábla — Plate I



I. tábla. Fúrómag minták a M-7-es és M-8-as fúrásokból. (A) amfiboltartalmú, biotitgazdag durva kristálytufa; M-7, 20,6 m; (B) nem összesült riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa; M-8, 267,5 m; (C) összesült riolitos lapillitufa; M-8, 223 m; (D) nem összesült riolitos horzsakőtartalmú lapillitufa; M-8, 154 m

Plate I. Studied drilling cores from the M-7 and M-8 boreholes. (A) amphibole bearing, biotite rich coarse grained crystalline tuff; M-7, 20.6 m; (B) non-welded rhyolitic pumice-bearing lapillituff; M-8, 267.5 m; (C) welded rhyolitic lapillituff; M-8, 223 m; (D) non-welded rhyolitic pumice-bearing lapillituff; M-8, 154 m

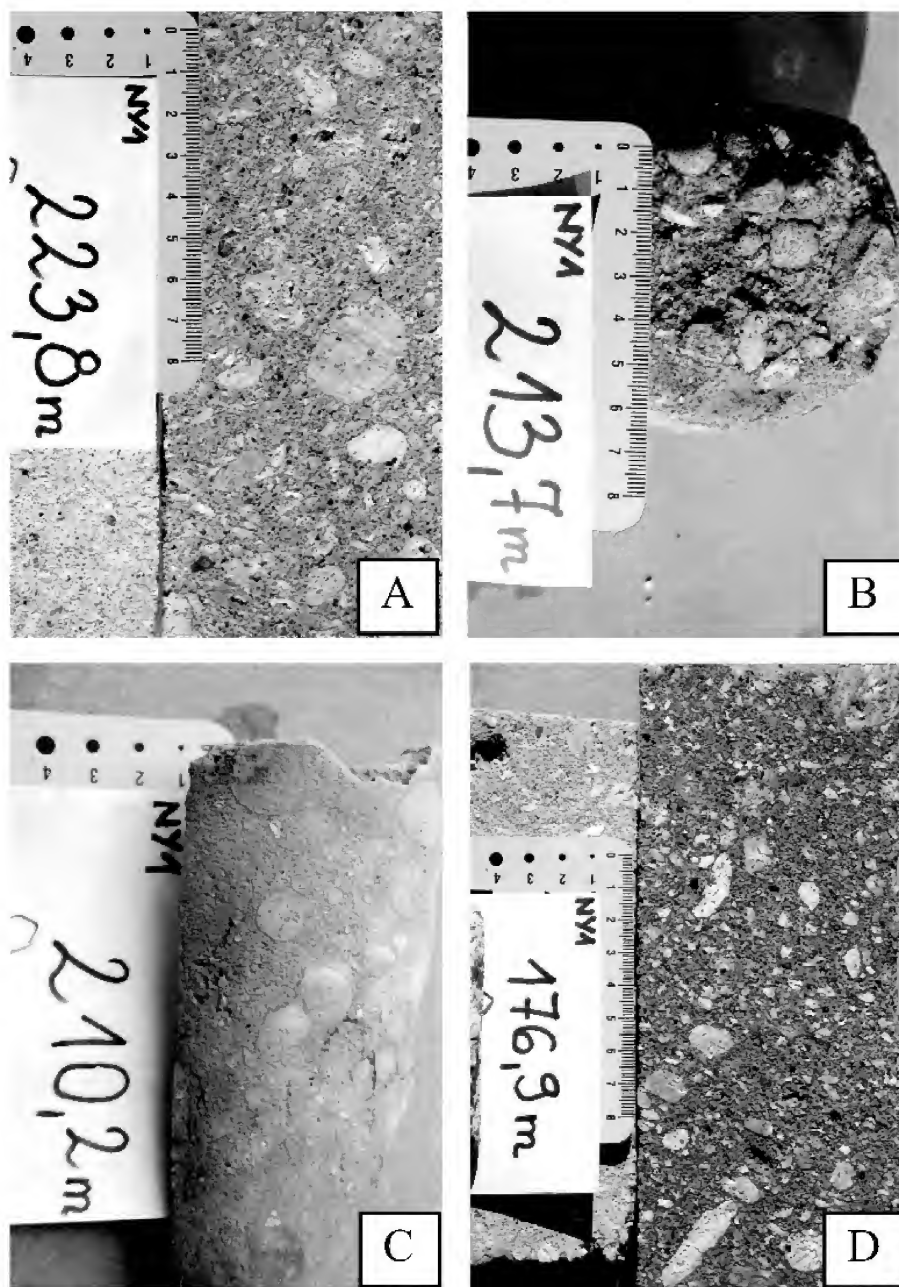
II. tábla — Plate II



I. tábla. Fűrőmag minták a Nya–1-es fúrásból. (A) közép- és finomszemcsés tufarétegek váltakozása; Nya–1, 404,6 m; (B, C, D) rosszul osztályozott, litoklasztos horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya–1, 370,8 m; 336 m; 319,4 m

Plate II. Studied drilling cores from the Nya–1 borehole. (A) alternating layers of medium grained and fine grained tuff; Nya–1, 404.6 m; (B, C, D) badly sorted, lithoclast- and pumice-bearing lapillituff; Nya–1, 370.8 m, 336 m, 319.4 m

III. tábla — Plate III



III. tábla. Fúrómag minták a Nya-1-es fúrásból. (A) osztályozatlan, horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya-1, 223.8 m; (B) főként vulkáni eredetű kavicsokat tartalmazó konglomerátum; Nya-1, 213.7 m; (C) akkréciós lapillit tartalmazó finom tufa; Nya-1, 210.2 m; (D) osztályozatlan, horzsakőtartalmú lapillitufa; Nya-1, 176.9 m

Plate III. Studied drilling cores from the Nya-1 borehole. (A) unsorted pumice-bearing lapillituff; Nya-1, 223.8 m; (B) conglomerate with mainly volcanic pebbles; Nya-1, 213.7 m; (C) accretionary lapilli-bearing fine grained tuff; Nya-1, 210.2 m; (D) unsorted pumice-bearing lapillituff; Nya-1, 176.9 m

Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához III.

KESSLER Jenő

2310 Szigetszentmiklós Ősz utca 14., e-mail: kessler_jeno@yahoo.com

New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin, Part III.

Abstract

In recent years the author has studied a number of fossils of the remains of bird bones from palaeontological sites of the Carpathian Basin. Publication of the results of these studies was planned to be presented in three subsequent papers based on the taxonomic order. This third part includes details about the remains from Columbiformes through to Passeriformes. In addition to the detailed description of new taxa, special attention was directed to species that are already extinct.

The following new species are described in this paper: *Cuculus pannonicus* sp. n.; *Glaucidium baranensis* sp. n.; *Eurystomus beremendensis* sp. n.; and *Corvus harkanyiensis* sp. n.

As a result of work on recently excavated materials, the author was able to revise the details on species that are already extinct but which earlier had been described in terms of taxonomic positions of a controversial nature. Consequently, the respective species levels of *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991; *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977; *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972; *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992; *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977; *Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977; *Upupa phoeniculides* JÁNOSSY, 1974; and *Coryvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 have been confirmed. *Pica major* JÁNOSSY, 1979 — which had been ranked among the fossil species — is now considered to be a subspecies. *Corvus betfianus* KRETZOI, 1962 has still not been confirmed. [Earlier it *Corvus betfianus* KRETZOI, 1962 had been synonymised with *Corvus pliocaenus* (PORTIS), 1889].

The published fauna list in this paper includes the following recent taxa: *Columba palumbus*, *Columba livia*, *Columba* sp., Pteroclididae sp. indet., Cuculidae gen. et sp. indet., *Bubo bubo*, *Strix aluco*, *Asio otus*, *Upupa epops*, *Picus* sp., *Dendrocopos* sp. 1, 2 and 3 (*D. minor*-, *D. medius*- and *D. major* size), *Pyrrhocorax pyrrhocorax*, *Corvus* sp. indet., *Parus* sp. 1 and 2, *Sitta* sp., Sittidae sp. indet., *Certhia* sp., *Turdus iliacus*, *Turdus merula*, *Turdus* sp., *Turdus* sp. (*T. pilaris* size), *Luscinia* sp., Muscicapidae sp. indet., *Sylvia* sp., *Acrocephalus* sp., *Anthus* sp., *Motacilla* sp., *Bombicilla* sp. 1 and 2, *Troglodytes* sp., *Cinclus* sp., *Prunella* sp., *Lanius excubitor*, *Lanius* sp. 1 and 2, *Sturnus* sp., *Coccothraustes coccothraustes*, *Pyrrhula pyrrhula*, *Pinicola* sp., Fringillidae sp. indet., *Emberiza calandra*, *Emberiza* sp., Emberizidae sp. indet., Passeriformes indet., and Aves indet.

The aforementioned, recently identified new fossil species have been described according to the following characteristics (for the abbreviations see the chapter entitled “Rövidítések”):

Cuculus pannonicus sp. n.

Type locality and age: Polgárdi 4, Upper Miocene (MN 13); Beremend 15, Upper Pliocene (MN 16).

Holotype: distal fragment of right humerus (Beremend 15), (MTM V.2009.51.1.), (Fig. 1)

Paratype: distal fragment of right ulna (Polgárdi 4), (MÁFI V.09.341.1.), (Fig. 2)

Measurements: humerus E=4.80 mm; E1=4.38 mm; F=9.42 mm; G=6.04 mm; H=6.58 mm; ulna E=3.20 mm, F=6.00 mm, G=4.80 mm.

Diagnosis: This species is larger than the recent European Cuckoo (*Cuculus canorus* LINNAEUS, 1758), and differs from it with respect to a number of morphological characteristics:

— With respect to the humerus, the corpus (Fig. 1, a) is more rounded, while the *fossa musculi brachialis* (Fig. 1, b) is wider and not as deep. The cranium is not rounded but has a pointed posterior. The *fossa oleocrani* (Fig. 1c) is well developed and forms a deep depression.

— With respect to the ulna, the edge of *condylus dorsalis* (Fig. 2, a) goes straight to the corpus (Fig. 2, b), while the *tuberculum carpale* (Fig. 2, c) is more prominent. The *sulcus radialis* (Fig. 2, d) is more developed and longer.

Etymology: named after the geographical region of Pannonia.

Glaucidium baranensis sp. n.

Type locality and age: Csarnóta 2 and Beremend 26; Upper Pliocene (MN 15–16 and MN 16).

Holotype: proximal fragment of the right humerus, Beremend 26, (BKAH, uncatalogued), (Fig. 3)

Paratypes: distal end of left humerus, Csarnóta 2 (MÁFI V.09.351.1.), (Fig. 4); sternal fragment of left coracoideum, Csarnóta 2 (MÁFI V.09.350.1.), (Fig. 5).

Measurements: humerus B=12.53 mm, C= approx. 7–8 mm, D= approx. 7–8 mm, E=2.65 mm, and F=6.84 mm, G=2.85 mm. coracoideum: G= 6.01 mm.

Diagnosis: a species resembling both in morphological characteristics and size the recent Eurasian Pygmy Owl (*Glaucidium passerinum* LINNAEUS, 1758). It is likely that *Glaucidium baranensis* was the ancestor of the later occurring species in Europe and thus in the Carpathian Basin as well. The *crista bicipitalis* (Fig. 3, a) on the proximal epiphysis of the humerus is more curved than is the case with the Eurasian Pygmy Owl. The *crus dorsale fossae* (Fig. 3, b) is longer, while the *tuberculum ventrale* (Fig. 3, c) is shallow. On the distal epiphysis, the *processus supracondylaris dorsalis* (Fig. 4, a) is less prominent. The *facies articularis sternalis* (Fig. 5, a) on the coracoideum is narrow and long.

Etymology: named after Baranya County in Hungary.

Eurystomus beremendensis sp. n.

Type locality and age: Beremend 26, Upper Pliocene (MN 16).

Holotype: incomplete right carpometacarpus (BKAH, uncatalogued), (Fig. 6).

Paratype: two phalanges unghualis (BKAH, uncatalogued), (Fig. 7)

Measurements: carpometacarpus A=30.49 mm, B=28.6 mm, C=8.5 mm, D=4.5 mm, phalanx ungh. A= 6.64 and 5.25 mm.

Diagnosis: a species resembling the more recent species from the genus *Eurystomus* and differing from the Roller (*Coracias garrulus* LINNAEUS, 1758). The *processus extensorius* (Fig. 6, a) on the carpometacarpus is longer, flatter and ends in a straight form; this is also in contrast to more recent species. The *fovea carpalis cranialis* (Fig. 6, b) in front of the *processus pisiformis* (Fig. 6c) has a half-moon shape and is large, this differs from the smaller and round-shaped depression of more recent species.

Etymology: named after the site of Beremend.

Corvus harkanyensis sp. n.

Type locality and age: Csarnóta 2, Upper Pliocene (MN 15–16).

Holotype: distal fragment of right humerus, (BKAH, uncatalogued), (Fig. 8)

Paratype: distal fragment of left tibiotarsus (BKAH, uncatalogued), (Fig. 9)

Measurements: humerus: E= 4.90 mm; F= 11.53 mm; G=5.89 mm; H= 6.20 mm; tibiotarsus E=3.10 mm; F=5.60 mm; G=5.71 mm.

Diagnosis: a corvid of similar the size to the Jackdaw (*Corvus monedula* LINNAEUS, 1758). In the humerus, the *condylus ventralis* (Fig. 8, a) is not oval but rounded. The *epicondylus ventralis* (Fig. 8, b) is wider and more emphasized than is the case with more recent species. The *processus flexorius* (Fig. 8, c) is emerging. The line from the *processus supracondylaris dorsalis* (Fig. 8, d) goes almost straight down to the *condylus dorsalis* (Fig. 8, e), in contrast to the Jackdaw, where it is concave. On the tibiotarsus, the shape of the *sulcus extensorius* (Fig. 9, a) above the *pons supra-tendineus* (Fig. 9, b) is not rounded but narrowed at its end.

Etymology: named after the town of Harkány (the site of Csarnóta belongs to this town).

Keywords: Neogene, Quaternary, Carpathian Basin, Avifauna

Összefoglalás

Az utóbbi években a szerző számos fosszilis madárleletet határozott meg a Kárpát-medence területéről, amelyeket rendszertani sorrendben, három egymás után következő dolgozatban mutat be. A jelen (III.) részben a galambalkatúaktól az énekesmadarakkal bezárólag tárgyalja a fajokat, a kihalt új taxonok részletes leírására, a már ismert fosszilis fajok revidálására kerülnek.

Ebben a részben a következő új fajokat vezettem be: *Cuculus pannonicus* sp. n., *Glaucidium baranensis* sp. n., *Eurystomus beremendensis* sp. n. és *Corvus harkanyensis* sp. n. A már publikált, de vitatott rendszertani helyzetű taxonok tárgyalása során a *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991; *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977; *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972; *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992; *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977; *Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977; *Upupa phoenicildes* JÁNOSSY, 1974 és *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 fajok eredeti leírásának helyességét támasztom alá, míg a *Picu major* JÁNOSSY, 1979 alfajba sorolását javaslom.

A felsoroltakon kívül a *Merops radobojensis* (MEYER, 1865) és *Micocorvus larteti* (MILNE-EDWARDS, 1871) fosszilis fajokat is azonosítottam. Bizonyos leletek már a recens taxonokhoz tartoznak: *Columba palumbus*, *Columba livia*, *Columba* sp., *Pteroclididae* sp. indet., *Cuculidae* gen. et sp. indet., *Bubo bubo*, *Strix aluco*, *Asio otus*, *Upupa epops*, *Picus* sp., *Dendrocopos* sp. 1, *Dendrocopos* sp. 2 és *Dendrocopos* sp. 3 (*D. medius*, *D. minor* és *D. major* méret), *Pyrrhocorax pyrrhocorax*, *Corvus* sp. indet., *Parus* sp. 1 és *Parus* sp. 2, *Sitta* sp., *Sittidae* sp. indet., *Certhia* sp., *Turdus iliacus*, *Turdus merula*, *Turdus* sp., *Turdus* sp. (*T. pilaris* méret), *Luscinia* sp., *Muscicapidae* sp. indet., *Sylvia* sp., *Acrocephalus* sp., *Anthus* sp., *Motacilla* sp., *Bombicilla* sp. 1 és *Bombicilla* sp. 2, *Troglodytes* sp., *Cinclus* sp., *Prunella* sp., *Lanius excubitor*, *Lanius* sp. 1 és *Lanius* sp. 2, *Sturnus* sp., *Coccothraustes coccothraustes*, *Pyrrhula pyrrhula*, *Pinicola* sp., *Fringillidae* sp. indet., *Emberiza calandra*, *Emberiza* sp., *Emberizidae* sp. indet., *Passeriformes* sp. indet., *Aves* sp. indet.

Tárgyszavak: neogén, negyedidőszak, Kárpát-medence, madárfauna

Bevezetés, előzmények

Az I. és II. részben tárgyalt anyaghoz hasonlóan, dolgozatomban bemutatom a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárának és a Magyar Állami Földtani Intézet Országos Földtani Múzeumának gyűjteményében talált, eddig meghatározatlan madár-ősmaradványokat, valamint a nagyváradi Kőrösök Vidéke Múzeumba, a pásztói Városi Múzeumba és a harkányi Beszélő Kővek Alapítványhoz került új leleteket. Ezek segítségével újraértékeltem több, eddig vitatott rendszertani helyzetű taxont is.

Adatbázis, adatkezelés, módszer

Jelen dolgozat is számos miocén, pliocén és pleisztocén lelőhelyről származó madársontlelet feldolgozásának

eredményeit foglalja össze, beleértve mind az újonnan leírt, mind a már közölt és revideált anyagokat. A tanulmányozott anyagok származási helyét időrendi sorrendben az I. részben közölt *I. táblázat* foglalja össze. A III. részben a galambalkatúaktól az énekesmadarakkal bezáróan foglalkozom. A madársonttani terminológiát illetően BAUMEL et al. (1979) és BALLMANN (1969) munkáit, a mérési módszerekben VON DEN DRIESCH (1976) és GÁL (2002) munkáit követtem.

Rövidítések

A gyűjtemények rövidítései a következők:

BKAH = „Beszélő Kővek” Alapítvány, Harkány;

LUPB = Laboratory of Paleontology, University of Bucharest), Bucuresti

MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest (Geological Institute of Hungary, Budapest)

I. táblázat. A *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991 csontméretei

Table I. Bone sizes of *Tyto campiterrae* JÁNOSSY, 1991

| Csonttípus | A | B | C | D | E | F | G | * | Lelelőhely | Forrás |
|--------------------|-------|-------|------------|------|------|------------|---|---------|-------------|--------------|
| humerus | | | 16,00 | | | | | | Polgárdi 5 | JÁNOSSY 1991 |
| " | | | | | | 14,00 | | | " | " |
| " | | | | | | 14,50 | | | " | " |
| " | | | | | | 14,50 | | | " | " |
| carpometacarpus | 45,90 | | 10,30 | | | | | E1=2,60 | " | " |
| " | 46,60 | | 10,50 | | | | | E1=2,80 | " | " |
| phalanga alae | 20,80 | | | | | | | | " | " |
| femur | 55,00 | | 11,00 | | 4,80 | 11,20 | | | " | " |
| " | 56,20 | | 11,40 | | 5,00 | 11,00 | | | Polgárdi 4 | " |
| " | 57,00 | | 10,40 | | 5,00 | 11,00 | | | Polgárdi 5 | " |
| " | | | 11,70 | | | | | | " | " |
| tibiotarsus | | | | | | 10,00 | | | " | " |
| " | | | | | | 10,70 | | | " | " |
| " | | | | | | 11,00 | | | " | " |
| " | | | | | | 11,70 | | | " | " |
| tarsometatarsus | 64,50 | | 10,50 | | 4,30 | 11,40 | | | " | " |
| " | 65,70 | | 11,00 | | 4,50 | 11,00 | | | " | " |
| » no=7 | | | 10,2–12,50 | | | | | | " | " |
| " | | | | | 4,30 | 11,20 | | | " | " |
| » no=2 | | | | | | 11,2–11,70 | | | " | " |
| phalanx 1.digiti 1 | 18,20 | | | | 4,00 | | | | " | " |
| phalanx 1.digiti 2 | 12,40 | | | | 3,40 | | | | " | " |
| " | 13,00 | | | | 3,50 | | | | " | " |
| " | 13,30 | | | | 3,20 | | | | " | " |
| " | 13,30 | | | | 3,00 | | | | " | " |
| " | 13,50 | | | | 3,00 | | | | Polgárdi 4 | " |
| scapula | | 12,39 | 6,85 | 5,05 | 4,25 | | | | Beremend 17 | Új határozás |
| carpometacarpus | | | | | 4,36 | 8,36 | | | Polgárdi 4 | " |

MMP = Pásztói Városi Múzeum (Municipal Museum of Pásztó)

MTCO = Muzeul „Țării Crișurilor” Oradea (Körösök Vidéke Múzeum, Nagyvárad)

MTM = Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tár, Budapest (Hungarian Natural History Museum, Budapest)

USNM = National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington

A csontok jelzésénél a következő rövidítéseket használok: prox. = proximális epifízis; dist. = disztális epifízis; diaf. = diafízis; cor. = coracoideum (hollócsőr-csont); scap. = scapula (lapocka); hum. = humerus (felkarcsont); uln. = ulna (singcsont); rad. = radius orsócsont; met. II, III. = metacarpus II, III (kézközépcsont II, III); cmcp. = carpometacarpus (kézközépcsont); ph. al. 1. dig. 2. = phalanga alae I. digiti 2 (I. szárnyujjperc, 2. ujj); fem. = femur (combcsont); tib. = tibiotarsus (lábszárcsont); tmts. = tarsometatarsus (csüd); ph. ped. = phalangae pedis (lábujjperc); ph. ungh. = phalanx unghualis (karomcsont), dig. = digiti (ujj).

A csontok mérésekor leggyakrabban ANGELA VON DEN DRIESCH (1976) módszerét követtem, helyenként kibővítve. A szárny- és lábujjpercek mérésekor SOLTÍ BÉLA (1996: 12, 14; Pl. II) módszere volt irányadó. A szövegben használt rövidítések: GL (A)=greatest length (teljes hossz); Lm (B)=medial length (részleges hossz); Bp (C)=breadth of the proximal end (a proximális epifízis szélessége); C1 = thickness of the proximal end (a proximális epifízis kisebbik szélessége); Dp (D)=depth of the proximal end (a proximális epifízis vastagsága); SC (E) =smallest breadth of the corpus (a diafízis legkisebb szélessége); E1= thickness of the corpus, in the case of carpometacarpus the breadth of metacarpus II (diafízis vastagsága, kézközépcsontnál a metacarpus vastagsága); Bd (F)=breadth of the distal end (a disztális epifízis szélessége); Dd (G)=depth of the distal end (a disztális epifízis vastagsága).

Új és ellenőrzött taxonok (rendszerintani sorrendben)

Ord. Cuculiformes (WAGLER, 1830)

Fam. Cuculidae VIGORS, 1825

Cuculus LINNAEUS 1758

Cuculus pannonicus sp. n.

Típus lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Beremend 15; késő-pliocén (MN 16).

Holotípus: jobb oldali felkarcsont disztális vége (Beremend 15), (MTM V.2009.51.1.), (1. ábra).

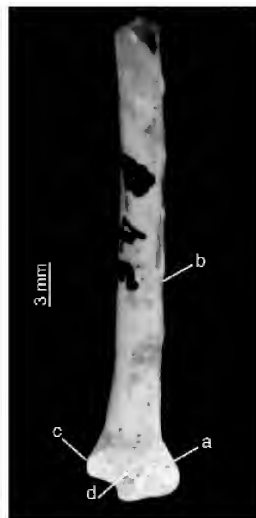
Paratípus: jobb oldali singcsont disztális vége (Polgárdi 4), (MÁFI V.09.343.1.), (2. ábra).

Méret: a humerus E= 4,80 mm; E1= 4,38 mm; F=9,42



1. ábra. *Cuculus pannonicus* n. sp. jobb oldali felkarcsont disztális vége
A. cranialis nézet a – diafízis, b – fossa musculi brachialis. B. caudalis nézet c – fossa oleocrani

Figure 1. *Cuculus pannonicus* n. sp. distal end of the right humerus
A. cranial view, a – diaphysis, b – fossa musculi brachialis. B. caudal view, c – fossa oleocrani



2. ábra. *Cuculus pannonicus* n. sp. jobb oldali singcsont disztális vége
A. cranialis nézet. a – condylus dorsalis, b – diafízis, c – tuberculum carpal, d – sulcus radialis. B. caudalis nézet

Figure 2. *Cuculus pannonicus* n. sp. distal end of the right ulna
A. cranial view, a – condylus dorsalis, b – diaphysis, c – tuberculum carpal, d – sulcus radialis. B. caudal view

mm; G= 6,04 mm; H=6,58 mm; ulna E=3,20 mm, F=6,00 mm, G=4,80 mm.

Diagnózis: a recens európai kakukknál nagyobb, és attól több morfológiai jellegben is eltérő új faj. A felkarcsont diafízise (1. ábra, a) kevésbé lapos. A disztális epifízisen a fossa musculi brachialis (1. ábra, b) szélesebb és sekélyebb,

mint a recens fajnál, craniális vége pedig nem legömbölyített, hanem kifejezetten hegyes. A *fossa oleocrani* (1. ábra, c) jól kifejezett mélyedésként jelentkezik. A singsonton a *condylus dorsalis* (2. ábra, a) széle nem ívelt, hanem egyenes vonalban tér vissza a *diaphysis*hez (2. ábra, b), míg a *tuberculum carpale* (2. ábra, c) jobban kiugrik. A *sulcus radialis* (2. ábra, d) jóval kifejezettebb és hosszabb.

Etimológia: Pannónia után elnevezve.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Cuculus csarnotanus* JÁNOSSY, 1979 (MTM); — recens: *Cuculus canorus* (MTM, n=5).

Leírás: a jellegzetesen kakukk felkarcsont mérete meghaladja a recens fajét, s jóval nagyobb a csarnótai fosszilis példánynál is. Az utóbbit szintén egy felkarcsont disztális epifíziséből írta le JÁNOSSY (1979). Diagnózisában a recens fajnál kisebb, de morfológiailag vele megegyező kakukk-fajt jelzett. Feltételezhető, hogy a csarnótai kihalt kakukk faj mellett egy másik fosszilis faj is élhetett a neogén végén a Kárpát-medencében, annál is inkább, mivel a család képviselője már Mátraszőlős I. középső-miocén anyagában is jelen volt. Az eredetileg *Passeriformes* sp. indet. csoportba sorolt karomcsontot (GÁL et al. 1998–99) *Cuculidae* gen. et sp. indet. csoportba soroltam.

A recens *Cuculus canorus* megfelelő méretei: hum E = 3,60–3,80; E1 = 3,10–3,90; F = 8,50–8,75 mm; G = 4,40–4,60; H = 5,20–5,60; ulna E = 2,88–3,15 mm; F = 5,63–5,88 mm; G = 4,38–4,56 mm.

Elterjedés: Európa neogénjéből nem ismert a nemzetség. A recens faj a Kárpát-medencén kívül a spanyolországi (Quibas, Q1) és csehországi (Stránská skála, Q2) alsó-pleisztocénből ismert még. Így a Kárpát-medencei neogén anyagok egyedi Európában.

A *Cuculiformes* rend az eocéntől ismert a *Parvicuculus minor* HARRISON & WALKER 1977 faj révén, amelyet az angliai Burnham-on-Crouch (MP 8–9, Londoni Agyag) (HARRISON & WALKER 1977, HARRISON 1982), valamint a franciaországi Condé-en Brie (MP 8–9) lelőhelyekről írtak le (MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ 2005) egy-egy csüdből. Ezen kívül csak észak-amerikai és európai pleisztocén leletek ismertek.

Ord. Strigiformes (WAGLER)

Fam. Tytonidae RIDGWAY

Tyto BILLBERG, 1828

Tyto campiterrae JÁNOSSY, 1991

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Beremend 17, alsó-pleisztocén (MN 17).

Anyag és méretek: I. táblázat.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Tyto campiterrae* JÁNOSSY 1991 (MÁFI); — recens: *Tyto alba* (MTM, n=7).

Leírás: jellegzetes gyöngybagoly faj. A *Tyto sancti-albani* LYDEKKER, 1893 kihalt gyöngybagoly fajnál, amelyet a franciaországi Grive-Saint-Alban középső-miocénjéből (MN 7–8) írtak le, egy kissé nagyobb méretű faj. Figye-

lembe véve a méretbeli különbségeket, a két faj elkülönítése jogosnak tűnik, és minden valószínűség szerint az ausztriai lelet is — Gyepűfüzes (Kohfidisch), késő-miocén, MN 10 (MLÍKOVSKÝ 1998a) — az utóbbi fajhoz tartozik.

Elterjedés: csak a Kárpát-medence neogénjéből ismert. MLÍKOVSKÝ (2002) a *T. sancti-albani* fajhoz sorolja be, bár a méretbeli különbséget (a *T. campiterrae* javára) elismeri. A *T. sancti-albani* csüdjé esetében C=9,0 mm, F=10,8–10,9 mm. A gyöngybagolyok családja a paleocéntől ismert a *Berruornis orbisantiqi* MOURER-CHAUVIRÉ, 1987 faj révén, amelyet a franciaországi Quercy lelőhelyről írtak le. Innen számos más nemzetséget is jeleztek az eocén és oligocén rétegekből: *Necrobyas*, *Nocturnavis*, *Paleobias*, *Paleotyto*, *Palaeoglaux* és *Selorornis* (MOURER-CHAUVIRÉ 1987). A németországi Grafenmühle 21. lelőhely alsó-miocén (MN 2–3) rétegéből a *Basityto rummeli* MLÍKOVSKÝ 1998 ismert (MLÍKOVSKÝ 1998a). A recens genus a miocéntől kezdve ismert, és a Polgárdi lelőhely szolgáltatja a legelső kihalt képviselőjét. A többi kihalt fajt pliocén és pleisztocén lelőhelyekről azonosították.

Fam. Strigidae VIGOR

Surnia DUMÉRIL, 1806

Surnia robusta JÁNOSSY, 1977

Lelőhely és kor: Polgárdi 4 és 5, késő-miocén (MN 13).

Anyag és méretek: II. táblázat

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977 (MÁFI); — recens: *Surnia ulula* (MTM, n=1).

Leírás: a nemzetséghez tartozó ismert fosszilis és recens fajoknál nagyobb termetű karvalybagoly. JÁNOSSY (1977) a Villány 3 (alsó-pleisztocén, MN 17) lelőhelyről írta le számos vázrész alapján.

Elterjedés: csak a Kárpát-medencéből ismert. Rokona a kisebb termetű, a középső-pleisztocénből (Csehország, Stránská skála, Q2) leírt *Surnia capeki* JÁNOSSY, 1972. A recens nemzetséghez nem tartozik több kihalt faj a neogénből vagy a kvarterből.

Glaucidium BOIE, 1826

Glaucidium baraneensis sp. n.

Típus lelőhely és kor: Csarnóta 2 és Beremend 26, késő-pliocén (MN 15–16, illetve MN 16).

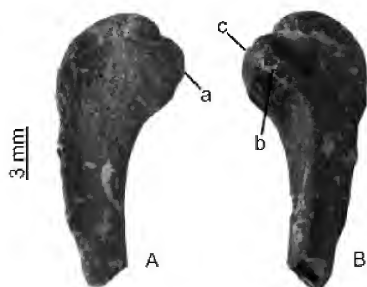
Holotípus: jobb felkarcsont proximális fele, Beremend 26 (BKAH), (3. ábra).

Paratípusok: baloldali felkarcsont disztális vége és baloldali hollócsőrscsont sternális töredék Csarnóta 2 (MÁFI V.09.351.1. és MÁFI V.09.350.1.), (4–5. ábra).

Méretek: humerus B=12,53 mm, C= apr. 7–8 mm, D= apr. 7–8 mm, E=2,65 mm, illetve F=6,84 mm, G=2,85 mm. Coracoideum: G= 6,01 mm.

II. táblázat. A *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977 csontméreteiTable II. Bone sizes of *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977

| Csonttípus | A | B | C | D | E | F | G | * | Lelőhely | Forrás |
|--------------------------|------------|---|-------|---|-----------|----------|-------|---|------------|--------------|
| humerus | 100 | | 18,00 | | 6,70 | 15,50 | | | Villány 3 | JÁNOSSY 1977 |
| " | | | | | | 16,00 | | | " | " |
| carpometacarpus | | | 11,00 | | | | | | " | " |
| " | | | 11,50 | | | | | | " | " |
| phalanga alae | 21,30 | | | | | | | | " | " |
| " | 22,60 | | | | | | | | " | " |
| femur | | | | | 5,30 | 12,00 | | | " | " |
| tibiotarsus, no=6 | | | | | | 11-12,20 | | | " | " |
| tarsometatarsus | 37,20 | | 12,60 | | 7,30 | 12,60 | | | " | " |
| phalanx 1.digiti 1, no=4 | 12,9-14,00 | | | | 2,5-3,80 | | | | " | " |
| phalanx 1.digiti 2, no=2 | 8,5-9,00 | | | | 4,6-4,80 | | | | " | " |
| phalanx 2.digiti 2, no=6 | 15-15,6 | | | | 4-4,30 | | | | " | " |
| phalanx 1.digiti 3, no=2 | 7,5-7,80 | | | | 4,8-5,10 | | | | " | " |
| phalanx 2.digiti 3, no=3 | 7,5-9,00 | | | | 4,5-5,00 | | | | " | " |
| phalanx 3.digiti 3, no=2 | 14,6-16,00 | | | | 4,00 | | | | " | " |
| phalanx 4.digiti 4, no=3 | 12,1-12,60 | | | | 2,80-3,60 | | | | " | " |
| radius | | | | | | 5,88 | 2,66 | | Polgárdi 5 | Új határozás |
| tibiotarsus. | | | | | | 11,25 | 10,41 | | Polgárdi 4 | " |

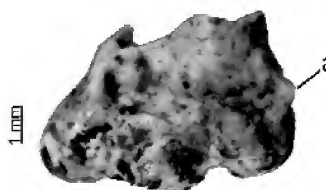


3. ábra. *Glaucidium baranensis*. n. sp. jobb oldali felkarcsont proximális vége
A. cranialis nézet, a – crista bicipitalis; B. caudális nézet b – crus dorsale fossae, c – tuberculum ventrale

Figure 3. *Glaucidium baranensis*. n. sp. proximal end of right humerus

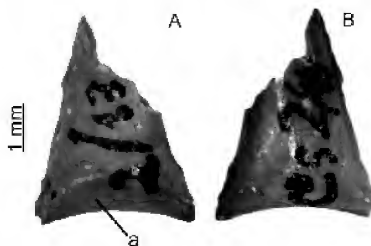
A. cranial view, a – crista bicipitalis; B. caudal view, b – crus dorsale fossae, c – tuberculum ventrale

Diagnózis: a recens törpekuvuk méreteinek és jellegeinek nagyrészt megfelelő bagolyfaj, amely a recens faj elődje lehetett Európában, és így a Kárpát-medencében is. A humerus proximális epifízisén a *crista bicipitalis* (3 ábra, a) íveltebb, a *crus dorsale fossae* (3 ábra, b) hosszabban elnyúlik, a *tuberculum ventrale* (3 ábra, c) elmosódott. A humerus disztális epifízisén a *processus supracondylaris*



4. ábra. *Glaucidium baranensis*. n. sp. bal oldali felkarcsont disztális vége
Cranialis nézet, a – processus supracondylaris dorsalis

Figure 4. *Glaucidium baranensis*. n. sp. distal end of left humerus
Cranial view, a – processus supracondylaris dorsalis



5. ábra. *Glaucidium baranensis*. n. sp. bal oldali hollócsőrcsont mellsonti vége
A. dorzális nézet, a – facies articularis sternalis, B. mediális nézet

Figure 5. *Glaucidium baranensis*. n. sp. sternal fragment of left coracoideum
A. Dorsal view, a – facies articularis sternalis, B. medial view

dorsalis (4 ábra, a) kevésbé kiugró. A coracoideumon a *facies articularis sternalis* (5 ábra a) keskenyebb és hosszabb.

Etimológia: a lelőhely régiója, Baranya megye után elnevezve.

Összehasonlító anyag: — recens: *Glaucidium passerinum* (USNM, n=1; MTM, n=1); *G. brasilianum* (MTM, n=1).

Leírás: a recens fajnál kicsivel nagyobb, de jellegeiben vele megegyező kis bagolyféle.

A recens *Glaucidium passerinum* megfelelő méretei: humerus B=12,29 mm, C=7,44–7,60 mm, D=7,51 mm, E=2,47–3,00 mm, F=6,19 mm, G=2,48 mm; coracoideum G=5,50–6,54 mm.

Elterjedés: JÁNOSSY (1974a) jelez még egy *Glaucidium* sp. leletet a lengyelországi Rębielice felső-pliocénjéből (MN 16), egyébként fosszilis anyagban csak a recens faj ismert az alsó-pleisztocéntól kezdve. A nemzetség a pleisztocénál korábbról mindössze az Egyesült Államokbeli felső-pliocén lelőhelyről ismert (Ingles, Citrus County, Florida) a *G. explorator* EMSLIE, 1998 faj révén. A leírt anyagba számos vázrész tartozik, ám felkarcsontból csak töredékes proximális epifízis ismert, amely a recens *G. brasilianum* méretének felel meg. A tibiotarsus a recens *G. minutissimum* méreteivel rendelkezik, de csak nemzetség szintig határozták meg (EMSLIE 1998). A Bahama-szigetek pleisztocén rétegeiben talált tibiotarsusból a *G. dickinsoni* BRODKORB, 1959 fajt írták le. Utólag a *Speotyto cunicularia* (MOLLINA 1782) recens fajhoz sorolták be (OLSON & HILGARTNER 1982).

A törpekuvik őse jelen volt már az eocénban is: az *Eoglaucidium pallas* FISCHER, 1987 fajt több középső-eocén humerus-lelet alapján írták le a németországi Geiseltal lelőhelyről. Ugyanebből az emeletből a szintén németországi Messelben is megtalálták (FISCHER 1987, MAYR & PETERS 1998, MLÍKOVSKÝ 2002).

Athene BOIE, 1822

Athene noctua veta JÁNOSSY, 1992 / syn. *A. veta* JÁNOSSY 1974

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, Beremend 26, késő-pliocén (MN 15–16, MN 16), Beremend 17, kora-pleisztocén (MN 17).

Anyag: 2 combcsont, 3 karomcsont (Polgárdi 4; MÁFI), karomcsont és lábujjperc (Csarnóta 2; MÁFI), felkarcsont disztális vége, combcsont disztális epifízise, majdnem ép csüd, 2 karomcsont (Beremend 26; BKAH).

Méreték: humerus F=8,81 mm, G=4,38 mm; combcsont A=43,58 mm; B=41,63 mm; C=6,80–7,14 mm; D=5,23–5,46 mm; E=3,14–3,24 mm; F=6,92–7,01 mm, G=5,48–5,66 mm; tarsometatarsus A=32,0 mm, E=3,08 mm, F=5,98 mm, G=3,98 mm; ph. pedis A= 8,8 mm, E=1,8 mm; karomcsont A=5,65 mm, 5,80 mm; 7,6–8,9 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Athene noctua*

veta JÁNOSSY, 1992 / syn. *A. veta* JÁNOSSY 1974 (MTM); — recens: *Athene noctua* (MTM n=8).

Leírás: eredetileg *A. veta* JÁNOSSY, 1974 fosszilis kuvik-fajként, utólag kihalt alfajként írta le JÁNOSSY a lengyelországi Rębielice Królewskie I. alsó-pleisztocénjéből egy hollócsőrös craniális töredéke alapján (JÁNOSSY, 1974a). A recens kuviknál kisebb természetű fosszilis alfaj, amely a miocén végétől jelen van a Kárpát-medencében és környékén. Lehetséges, hogy egy rudabányai lelet (JÁNOSSY, 1991) is ehhez a taxonhoz tartozik, de töredékes volta és jellege miatt nem lehet biztosan megállapítani. A diagnózisban a *foramen pneumaticus* méretei alapján történik az elkülönítés. Az új anyagban a recens kuvik és a kihalt alfaj közti méretbeli különbség minden vázrészről megnyilvánul. Mivel a nemzetség azonos korú vagy idősebb lelőhelyről a Kárpát-medencén kívül nem ismert, megjelenése arra utal, hogy a recens fajt megelőző taxonnal van dolgunk. Így mindenképpen jogos a kihalt alfaj fenntartása, amelyet MLÍKOVSKÝ (1992, 2002) a recens gatyáskuvik (*Aegolius funereus* LINNAEUS, 1758) fajhoz sorol, és elveti nemcsak a fosszilis faj, de az alfaj felállításának a jogosságát is. Ez nem elfogadható ennek az anyagnak az esetében, mivel a gatyáskuvik méretei jóval kisebbek az alfajénál.

Elterjedés: a kuvik csak az alsó-pleisztocéntól kezdve ismert Európában, így jelenléte a késő-miocénban a Kárpát-medencében ismételtelen a terület különleges paleoökológiai jelentőségét jelzi. Európából még a Földközi-tenger szigetvilágának pleisztocén üledékeiből ismertek kihalt *Athene* fajok. Az *Athene angelis* MOURER-CHAUVIRÉ et al. 1997 Korzika középső-pleisztocénjéből, az *A. trinactrie* PAVIA & MOURER, CHAUVIRÉ, 2002 Szicília középső-pleisztocénjéből és az *A. cretensis* WEESIE, 1982 Kréta felső-pleisztocénjéből került elő. Az Újvilágból a *Speotyto* fajok ismertek, amelyeket az *Athene* nemzetségbe soroltak (OLSON & HILGARTNER 1982), illetve a Délkelet-Ázsiából és az indiai szubkontinensről ismertek még kuvikfajok (DEL HOYO et al. 1999).

Strix LINNAEUS, 1758

Strix intermedia JÁNOSSY, 1972

Lelőhely és kor: Beremend 26, késő-pliocén (MN 16), valamint Villány 3 és Beremend 17, kora-pleisztocén (MN 17); Gombaszög, középső-pleisztocén (Q3).

Anyag: 2 lábujjperc (Beremend 16 és 17; MTM), felkarcsont proximális töredék, 4 lábujjperc (Beremend 26; BKAH), felkarcsont, combcsont, lábujjperc (Gombaszög; MTM), 4 karomcsont (Villány 3; MÁFI)

Méreték: humerus D=19,06 mm, F= apr. 13–14 mm, G=apr. 6,2 mm; femur E=3,97 mm, F=8,73 mm, G=6,57 mm, 4 phalanga pedis A= 18,96 mm, 16,46 mm, 11,95 mm és 10,74 mm, 14,14 mm, phalanx unguis A=14,53–16,42 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972 (MTM); — recens: *Strix aluco* (MTM n=10); *S. uralensis* (MTM n=4).

Leírás: a recens macskabagoly és az uráli bagoly köztes méreteit mutató faj. MLÍKOVSKÝ (2002) a recens *S. aluco* fajhoz sorolja be, annak ellenére, hogy az utóbbi faj Európá-szerte csak az kora-pleisztocéntól ismert, de főleg a késő-pleisztocénra jellemző.

Elterjedés: JÁNOSSY Tarkőről (JÁNOSSY 1977) jelzi a fosszilis fajt, de Angliából, Franciaországból is ismert. Későbbi felfedezése Beremenden, majd Villányban (JÁNOSSY 1992) csak megerősítenek abban, hogy egy érvényes fajról van szó, amely a recens fajok (*Strix aluco* és *Strix uralensis*) közvetlen elődjének tekinthető. Annál is inkább, mert a másik két rokon taxont, az *Otus wintershofensis* BALLMANN, 1969 és *Strix edwardsi* ENNOUCHI, 1930 fajokat, sokkal korábbiól — Európa alsó- és középső-miocénjéből — írták le (BALLMANN, 1969; MLÍKOVSKÝ 2002): Wintershof-West — MN 3 és Petersbuch 39 — MN 6 (Németország), Grive-Saint-Alban — MN 7–8 (Franciaország), és nem valószínű, hogy a recens fajok közvetlen elődei lennének. Mivel az utóbbinak legkorábbi megjelenése a spanyolországi Quibas-ból (Q1) ismert, nem kizárható a fosszilis macskabagoly létezése a Kárpát-medencében. A fosszilis fajhoz sorolt angliai (Boxgrove, Q1), csehországi (Stránská Skála, Konieprusy Q2), franciaországi (Saint-Ésteve-Janson, Q3) leletek is erre utalnak. A többi miocénból és pliocénból leírt kihalt macskabagoly fajt revideálták, és más nemzetségbe sorolták. Így az olaszországi San Giovannino alsó-pliocén (MN 14–15) lelőhelyről leírt *Strix perpasta* BALLMANN, 1976 faj a *Bubo perpastus* (BALLMANN 1976) nevet kapta (MLÍKOVSKÝ 1998a), a franciaországi Vieux-Collonges középső-miocén (MN 5) lelőhelyről jelzett *Strix collongensis* BALLMANN 1972 pedig *Alasio collongensis* (BALLMANN 1972) lett MLÍKOVSKÝ (1998b). A németországi Wintershof-West alsó-miocénjéből (MN 3) leírt *Strix brevis* BALLMANN, 1969 fajt, amelyet JÁNOSSY (1977, 1993) is jelez Rudabányáról, *Intulula brevis* (BALLMANN 1969) néven revideálja MLÍKOVSKÝ (2002).

Ord. Apodiformes PETERS, 1940

Fam. Apodidae OLPHE-GALLIARD, 1887

Apus SCOPOLI, 1777

***Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977 /
syn. A. wetmorei BALLMANN, 1976**

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Osztramos 20, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: singsont (Polgárdi; MÁFI), karomcsont (Csarnóta; MÁFI), felkarcsont (Osztramos 20; MTM).

Méret: ulna A= 13,0 és 13,5 mm, B=2,63 mm, C=3,5 mm, E= 1,76 és 1,8 mm, F=3,04 mm, G=2,62 mm, humerus A=9,62 mm, C=5,29 mm, E=2,75 mm, F= 3,93 és 3,8 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977 (MÁFI); — recens: *Apus apus* (MTM n=2); *Apus melba* (MTM n=1).

Leírás: tipikus sarlósfecske jellegű, de a recens fajoknál kisebb fosszilis faj. MLÍKOVSKÝ (2002) az olaszországi alsó-pliocénból leírt (Chiro 24, MN 14–15) *Apus wetmorei* BALLMANN, 1976 fajhoz sorolja be a méretei alapján. A Csarnóta 2 (MN 15–16) lelőhelyről, de főleg Polgárdiból (MN 13) azonosított csontok az *A. wetmorei*-nél kisebb fajra utalnak, korban is megelőzik azt. Ezek alapján véleményem szerint nem azonos fajokról van szó.

Elterjedés: Európából a nemzetség az *Apus gaillardi* ENNOUCHI, 1930 révén ismert Franciaország (Grive-Saint-Alban) középső-miocénjéből (MN 7–8). A rokon *Cypselus* és *Collocalia* nemzetségek fosszilis alakjai — *Cypselus ignotus* MILNE-EDWARDS, 1871 és *Collocalia incerta* MILNE-EDWARDS, 1871 — szintén Franciaország miocénjéből ismertek. MLÍKOVSKÝ (2002) az utóbbi két fajt a franciaországi eocénból leírt *Cypseloides mourerchauvireae* MLÍKOVSKÝ, 1989 fajjal együtt a *Procypseloides* HARRISON, 1984 nemzetséghez sorolja be. A recens fajok csak a kora-pleisztocéntól (Csehország: Stránská skála, Q2) kezdődően ismertek (MLÍKOVSKÝ 2002).

Chaetura STEPHEN, 1826

***Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977**

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 11–12, 13); Beremend 26, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: két részből álló törött singsont (Polgárdi 4; MÁFI), ép felkarcsont, singsont, egy-egy ép, ill. töredékes combcsont (Beremend 26, BKAH).

Méret: humerus A=13,82 mm, B=8,68 mm, C=7,6 mm, D=6,21 mm, E=4,3 mm, F=5,76 mm, G=3,28 mm; ulna A=18,3 és 19,32 mm, B=3,69 mm, C=4,99 mm, E=2,1 és 2,48 mm, F=4,44 mm, G=3,69 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Chaetura baconica* JÁNOSSY, 1977 (MÁFI); — recens: *Chaetura pelagica* (MTM n=1), *Apus apus* (MTM n=2), *Apus melba* (MTM n=1).

Leírás: a singsont jellegzetes alakja eltér a többi sarlósfecske féléltől és egyértelműen a *Chaetura* nemzetségre utal. A proximális epifízis, valamint a lábujjpercen a *plantare-proximale tuberositas* valamennyi jellege is ezt mutatja.

Elterjedés: a kihalt faj csak a Kárpát-medencéből ismert, és egyúttal a nemzetség egyetlen képviselője Európa fosszilis madárfaunájában. Az *Apus* nemzetségnél említettekén kívül csak az eocénból ismertek még sarlósfecske-maradványok. Angliából a *Laputavis robusta* DYKE, 2001 fajt írták le a Londoni Agyag Formációból (DYKE 2001a; DYKE 2001b). Németországból Messel középő eocénjéből a *Parargornis messelensis*, MAYR, 2003, *Hassiaavis laticauda* MAYR, 2004, valamint a *Protocypselomorphus manfredkelleri* MAYR, 2005 fajokat írták le (MAYR 2003, 2004, 2005).

Ord. Coraciiformes FORBES, 1884
Fam. Meropidae VIGORS, 1825
Merops LINNAEUS, 1758

***Merops radobojensis* (MEYER, 1865)**

Lelőhely és kor: Rudabánya, középső-miocén (MN 9).

Anyag: singcsont disztális vége (Rudabánya; MÁFI).

Méret: ulna E=2,14 mm, F=3,74 mm, G=2,74 mm.

Összehasonlító anyag: — recens: *Merops apiaster* (MTM n=3).

Leírás: jellegzetes gyurgyalag vázrész, a fosszilis fajnak megfelelő mérettel és korrall.

Tárgyalás: a holotípusnál a tibiotarsus 2,05-ször hosszabb a csüdnél, ami jóval nagyobb az énekes madaraknál számított legnagyobb aránynál és megfelel a Meropidae típusnak. Ennek alapján az eredetileg *Fringilla radobojensis* MEYER, 1865 (Radoboj, középső-miocén, MN 7) néven leírt fajt MLÍKOVSKÝ (1997) határozta újra.

Elterjedés: a család és a nemzetség máshonnan nem ismert a kainozoikumból, csak Franciaország (Combe Grenal, Salpêtre a Pompignan) felső-pleisztocénjéből (Q4/I) (MLÍKOVSKÝ 2002).

Fam. Coraciidae (VIGORS, 1825)
Eurystomus VIEILLOT, 1816

***Eurystomus beremendensis* sp. n.**

Típus lelőhely és kor: Beremend 26, késő-pliocén (MN 16).

Holotípus: jobb oldali kézközépcsont proximális része (BKAH), (6. ábra).

Paratípusok: 2 karomcsont (BKAH), (7. ábra).

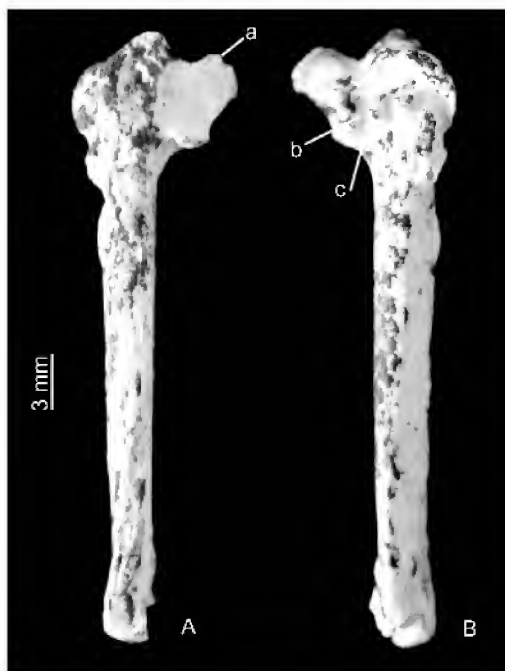
Méret: carpometacarpus A=30,49 mm, B=28,6 mm, C=8,5 mm, D=4,5 mm; phalanx unguis A=6,64 és 5,25.

Diagnózis: a recens szalakótától (*Coracias garrulus* LINNAEUS, 1758) eltérő jellegeket mutató és az *Eurystomus* nemzetség recens fajaihoz hasonló kézközépcsonton a *processus extensorius* (6. ábra, a) hosszabb, laposabb és egyenesebb vonalban végződik, mint a recens fajoknál. A *processus pisiformis* (6. ábra, c) kiemelkedőbb. Előtte a *fovea carpalis cranialis* (6. ábra, b) sarló alakú és nagy méretű, ellentétben a recens fajoknál megfigyelhető jóval kisebb és kerek bemélyedésnél.

Etimológia: Beremend lelőhely után elnevezve.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Eurystomus* sp. (MTM — Betfia 2; MTCO — Betfia 9); — recens: *Eurystomus orientalis* (n=1 USNM.557239); *E. azareus* (n=1 USNM.560834);

Leírás: a recens fajnál nagyobb méretű szalakótafaj, a betfiai leletnél is nagyobb. A *Coracias* és *Eurystomus* nemzetségek közti főbb eltérések a kézközépcsontot illetően egyrészt a *processus extensorius* alakja, másrészt az *os metacarp alulare* dorsalis oldalán levő széles bemélyedés (*depressio muscularis interna*), ami jelen van az *Eurystomus* fajoknál, de hiányzik a *Coracias*-nál. Méreteiben a recens *E. orientalis* (LINNAEUS, 1758) fajhoz áll a legközelebb.



6. ábra. *Eurystomus beremendensis* n. sp. jobb oldali kézközépcsont proximális töredéke

A. dorsális nézet, a – processus extensorius, B. ventrális nézet, b – fovea carpalis cranialis, c – processus pisiformis

Figure 6. *Eurystomus beremendensis* n. sp. proximal broken right carpometacarpus

A. dorsal view, a – processus extensorius, B. ventral view, b – fovea carpalis cranialis c – processus pisiformis



7. ábra. *Eurystomus beremendensis* n. sp. 2. karomcsont

Figure 7. *Eurystomus beremendensis* n. sp. 2. phalanges unguialis

E. orientalis: A=30,02 mm; B=28,37 mm; C=8,31 mm; D=3,71 mm; *E. azareus:* A=33,17 mm; B=30,61 mm; C=7,86 mm; D=4,01 mm; míg az *E. gularis* A=25,66 mm.

Etimológia: Beremend lelőhely után elnevezve.

Elterjedés: a nemzetséghez tartozó fosszilis leletet (*Eurystomus* sp. indet) csak GÁL (2002) említi a Betfia 9-es alsó-pleisztocén lelőhelyről, míg a recens szalakóta faj (*Coracias garrulus* LINNAEUS, 1758) csak Ukrajnából, az alsó-pleisztocénből (Tarchankut, Q1) ismert (VOJNSTVENS'KYI,

1967). A család többi nemzetségének képviselői hiányoznak Európa neogénjéből. Kihalt nemzetségekhez tartozó fajokat csak az eocénból írtak le Franciaországból (Montmartre, Quercy) és Németországból (Messel): *Cryptornis antiquus* MILNE-EDWARDS, 1871; *Geranopterus alatus* MILNE-EDWARDS, 1892; *G. milneedwardsi* MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ, 2000 és *Eocoracias brachyptera* MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ, 2000 (MILNE-EDWARDS 1869–71; MAYR & MOURER-CHAUVIRÉ 2000; MLÍKOVSKÝ 2002). Ennek megfelelően jelenlétük a Kárpát-medencében különleges-ségnek számít.

Fam. Upupidae BONAPARTE

Upupa LINNAEUS, 1758

Upupa phoeniculides JÁNOSSY, 1974

Lelőhely és kor: Beremend 38, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: kézközépcsont (BKAH).

Méret: carpometacarpus A=23,28 mm, B=22,18 C=6,1 mm D=3,2 mm, E1= 2,1 mm, F=3,61 mm, G=2,36 mm.

Összehasonlító anyag: — recens: *Upupa epops* (MTM n=2); *Phoeniculus purpureus* (MTM n=1).

Leírás: az eredeti diagnózis szerint JÁNOSSY (1974b) az új fajt egy hollócsőrcsont alapján írta le Hundsheim (Ausztria) középső-pleisztocénjéből, mint a recens *Upupa epops* LINNAEUS, 1758 és *Phoeniculus purpureus* J. F. MILLER 1784 köztes jellegeit mutató taxont. Az *impressio ligamentum acrocoracoideum* sima felületű az *Upupa*-nál és éle van a *Phoeniculus*-nál. Ezt a morfológiai különbséget MLÍKOVSKÝ (2002) is elfogadja, mégis besorolja a

fosszilis fajt a recens kecskefejőhöz. A Beremendről származó újabb lelet immár egy másik vázrészből hasonlóképpen köztes jellegeket mutat, arányaiban pedig megfelel a hundsheimi leletének. Az a tény, hogy a recens búbo-banka csak fiatalabb anyagból ismert — a nemzetséget a csehországi alsó-miocénből (MN 3) jelezték, de faj szintig nem határozták meg — a fosszilis faj érvényességét erősíti.

Elterjedés: legkorábbi jelzése Csehország felső-miocénjéből ismert (*Upupa* sp. — Merkur, MN 3) (MLÍKOVSKÝ 2002), majd a középső-pleisztocéntól kezdve Franciaországból és Spanyolországból, illetve az Atlanti-óceán Szt. Ilona-szigetéről írták le. Az utóbbi lelőhelyről OLSON (1975) egy kihalt fajt is jelez *Upupa antaios* OLSON, 1975 néven. BALLMANN (1969) a németországi miocénből (Wintershof West) *Phoeniculinae* gen. et sp. indet maradványokat írt le, amelyet *Phirriculus pinicola* MLÍKOVSKÝ & GÖHLICH 2000 néven revideáltak, és a recens *Phoeniculidae* BONAPARTE, 1831 rokon családdhoz tartóznak vélnek (MLÍKOVSKÝ & GÖHLICH 2000).

Ord. Passeriformes (LINNAEUS, 1758)

Fam. Corvidae VIGORS, 1825

Corvus LINNAEUS, 1758

Corvus pliocaenus (PORTIS, 1889) /

syn. *C. betfianus* KRETZOI, 1962

Lelőhely és kor: Polgárdi 5, késő-miocén (MN 13); Beremend 17, 18 és 26, késő-pliocén, kora-pleisztocén (MN 16, MN 17).

Anyag és méretek: III. táblázat.

III. táblázat. A *Corvus pliocaenus* (PORTIS, 1889) / syn. *C. betfianus* KRETZOI, 1962 csontméretei

Table III. Bone sizes of *Corvus pliocaenus* (PORTIS, 1889) / syn. *C. betfianus* KRETZOI, 1962

| Csonttípus | A | B | C | D | E | F | G | * | Lelőhely | Forrás |
|-----------------|------------|-------|-------|------|------|-------|-------|---------|---------------|--------------|
| coracoideum | 44,00 | | | | | | | | Beremend 17 | JÁNOSSY 1992 |
| " | 50,00 | | | | | | | | " | " |
| scapula | | 12,06 | 6,33 | 6,65 | 5,37 | | | | Betfia 5 | GÁL 2002 |
| carpometacarpus | 61,00 | | | | | | | | Beremend 17 | JÁNOSSY 1992 |
| " | | | | | | 10,80 | | | Betfia "Aven" | GÁL 2002 |
| " | | | | | | | | E1=4,00 | Betfia 5 | " |
| " | | | | | | | | C1=6,30 | " | " |
| femur, no=4 | 54,6–65,00 | | | | | | | | Beremend 17 | JÁNOSSY 1992 |
| tarsometatarsus | | | | | 4,90 | | | F1=3,30 | Betfia 5 | GÁL 2002 |
| coracoideum | | | | | 4,49 | | | C1=5,80 | Beremend 17 | Új határozás |
| " | | | | | 4,65 | | 11,38 | | Polgárdi 5 | " |
| humerus | | | | | 8,20 | 18,69 | 10,08 | | Beremend 17 | " |
| ulna | | | | | | 11,42 | 8,01 | | Beremend 26 | " |
| carpometacarpus | | | 12,36 | 6,94 | | | | | Beremend 17 | " |
| " | | | 12,68 | 6,91 | | | | | " | " |
| femur | | | 11,26 | | 5,11 | | | | Polgárdi 5 | " |
| " | | | 12,00 | 7,98 | | | | | Beremend 17 | " |
| " | | | | | 4,75 | 11,05 | 8,88 | | Beremend 26 | " |

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Corvus betfianus* KRETZOI, 1962 (MTM); — recens: *Corvus corone* (MTM n=7) és *C. frugilegus* (MTM n=10).

Leírás: a különböző néven leírt taxonok közös jellegzetessége, hogy méreteikben a varjak és a holló között helyezkednek el. MLÍKOVSKÝ (2002) egyes taxonokat (*C. antecorax*, *C. janossyi*) a hollóhoz, míg másokat (*Corvus pliocaenus*, *C. betfianus*) a recens dalmányosvarjúhoz (*C. corone*) sorolt be. Véleményem szerint egy, a középső-pleisztocénben kihalt átmeneti típusról van szó. A leletek kora és méretei miatt a *Corvus pliocaenus* fajt tartom érvényesnek. Ebben a méretben ez a legrégebbi varjúféle Európában.

Elterjedés: Franciaország, Németország, Csehország, Spanyolország alsó-pleisztocénjéből (Mas Ramboult, Valerots, illetve Untermassfeld, Q1 és Stránská skála, Síma del Elefante, Q2), valamint Franciaország középső-pleisztocénjéből (Arago, Saint-Estève-Janson, Lunel Viel, Orgnac, Q3) ismertek a Kárpát-medencén kívül (REGALIA 1902, JÁNOSSY 1972, MOURER-CHAUVIRÉ 1975). A hasonló méretű, *Corvus simionescui* KESSLER, 1979 fajt a Kárpát-medencétől keletre eső Mălușteni-Berești (Románia) alsó-pliocénjéből (MN 15) írtam le (KESSLER 1979), s amelyet MLÍKOVSKÝ (2002) szintén a recens *Corvus corone*-hoz sorolt.

Corvus hungaricus LAMBRECHT, 1916

Leőhely és kor: Beremend 17; Nagyharsány 1–4, korápleisztocén (MN 17, Q2).

Anyag: felkarcsont disztális vége, majdnem ép csüd (Nagyharsány; MTM), disztális felkarcsont, két proximális kézközépcsont vég, combcsont proximális epifízis; egy proximális és két disztális csüdtöredék (Beremend 17; BKAH).

Méret: tarsometatarsus A= 67 mm, C=10 és 11,29 mm, E= 4,0 illetve 4,51 és 4,27 mm, F=8,67 és 7,94 mm, G=5,26 és 4,56 mm; humerus C=18,69 mm, D=10,08 mm, F=13,5 mm; carpometacarpus C= 12,68 és 12,36 mm, D=6,91 és 6,94 mm.

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 (MTM); — recens: *Corvus corax* (MTM n=2).

Leírás: holló méretű, de annál karcsúbb csontozatú varjúféle. MLÍKOVSKÝ (2002) a taxon újrazivizsgálatát indítványozta, amit az elmúlt hónapokban megtettem, és az eredmény igazolja az eredeti diagnózist. A nagyharsányi és a beremendi lelőhelyen talált leletek is ezt bizonyítják. Mivel az Európa fosszilis és recens madárfaunájából ismert többi hollónagyságú fajt később írták le, a prioritás elve szerint is a *Corvus hungaricus* elnevezés megtartását javaslom.

Elterjedés: Franciaország pliocén–alsó-pleisztocén határáról és középső-pleisztocénjéből (Senéze, Saint-Estève-Janson, Lunel Viel, MN 17–18, Q2 és Q3) ismertek még a *Corvus antecorax* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 és a *Corvus pliocaenus janossyi* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975

neveken leírt hasonló méretű leletek (MOURER-CHAUVIRÉ 1975).

Corvus harkanyensis n. sp.

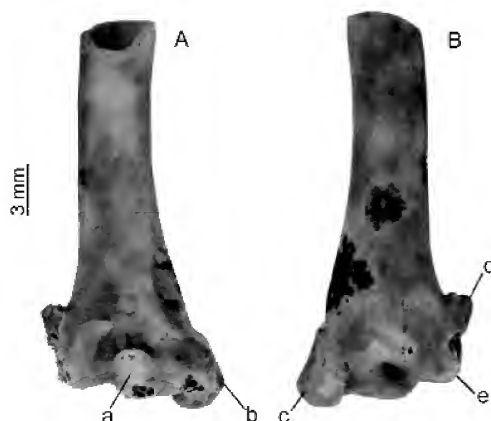
Típuslelőhely és kor: Csarnóta 2; késő-pliocén (MN 15–16).

Holotípus: jobb oldali felkarcsont, disztális rész (BKAH), (8. ábra).

Paratípus: bal oldali lábszárcsont, disztális epifízis (BKAH), (9. ábra).

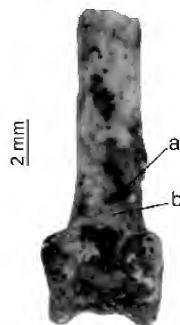
Méret: humerus: E= 4,90 mm; F= 11,53 mm; G=5,89 mm; H= 6,20 mm; tibiotarsus E=3,10 mm; F=5,60 mm; G=5,71 mm.

Diagnózis: a csókának megfelelő méretű varjúféle, amelynél a *condylus ventralis* (8. ábra, a) nem tojásdad, hanem gömbölyded alakú, az *epicondylus ventralis* (8. ábra,



8. ábra. *Corvus harkanyensis* n. sp. jobb oldali felkarcsont disztális vége A. cranialis nézet, a – condylus ventralis, b – epicondylus ventralis; B. caudalis nézet, c – process flexorius, d – process supracondylaris dorsalis, e – condylus dosalis

Figure 8. *Corvus harkanyensis* n. sp. distal end of the right humerus A. cranial view, a – condylus ventralis, b – epicondylus ventralis; B. caudal view, c – process flexorius, d – process supracondylaris dorsalis, e – condylus dosalis



9. ábra. *Corvus harkanyensis* n. sp. bal oldali lábszárcsont disztális epifízise Cranialis nézet, a – sulcus extensorius, b – pons supratendineus

Figure 9. *Corvus harkanyensis* n. sp. distal epiphysis of the left tibiotarsus Cranial view, a – sulcus extensorius, b – pons supratendineus

b) jóval, szélesebb, vastkosabb, a *processus flexorius* (8. ábra, c) meg kiemelkedőbb. A *processus supracondylaris dorsalis* (8. ábra, d) és a *condylus dosalis* (8. ábra, e) között a csont széle majdnem egyenes, ellentétben a csókákra jellemző beöblösödéssel. A lábszárcsont disztális végén a *pons supratendineus* (9. ábra, b) felett a *sulcus extensorius* (9. ábra, a) vége nem legömbölyödő, hanem elkeskenyedik.

Etimológia: Harkány város után elnevezve, amelyhez a csarnótai lelőhely tartozik.

Összehasonlító anyag: — recens: *Corvus monedula* (MTM n=12).

Leírás: a recens csóka jellegeivel és méreteivel rendelkező fosszilis faj, feltehetően a mai alak elődje lehetett a Kárpát-medencében.

A recens faj méretei: humerus E=4,1–4,6 mm; F=9,4–11,1 mm; G=5,4–6,1 mm; H=5,5–6,46 mm; tibiotarsus: E=3,0–3,1 mm; F=6,9–7,8 mm; G=5,8–6,2 mm.

Elterjedés: a kistermetű *Corvus* fajok, mint a *C. cf. monedula* (Varsec, Bulgária, MN 17; BOEV, 2000) csak a késő-pliocén-től kezdődően ismertek Európában. A Kárpát-medencéből és közvetlen szomszédságából a csehországi Stránská skála alsó-pleisztocénjéből írták le a *Corvus moravicus* MLÍKOVSKÝ, 1995 kihalt fajt, de ezt utólag maga a szerző vonta vissza és az anyagot a recens csókához (*C. monedula* LINNAEUS, 1758) sorolta (MLÍKOVSKÝ 2002). Ez utóbbit számos alsó-, középső- és felső-pleisztocén lelőhelyről is azonosították (GÁL 2002, JÁNOSSY 1979a).

Az említett Corvidae leleteken kívül csak Észak-Amerika miocénjéből írtak még le varjúleletet. OLSON & RASMUSSEN (2001) a Lee Creek Mine lelőhelyről jelzik a *Corvus aff. ossifragus* WILSON, 1812 fajt tibiotarsus-maradvány alapján.

†*Miocorvus* LAMBRECHT, 1933

Miocorvus larteti (MILNE-EDWARDS, 1871)

Lelőhely és kor: Tasádfő (Tășad, Románia), középső-miocén (MN 7); Rudabánya 3 (MN 9) és Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Beremend 26, késő-pliocén (MN 16), Beremend 17, koraleisztocén (MN 17); (JÁNOSSY 1992, GÁL & KESSLER 2006)

Anyag: disztális kézközépcsont, phal. 1 dig. II alae (Csarnóta 2; MÁFI), 4 disztális tibiotarsus (Rudabánya 3 és Polgárdi 4 — MÁFI; Beremend 26- BKAH), disztális csüd (Beremend 17, MTM), 4 phal. pedis (Tasádfő, MTCO).

Méret: carpometaarpus F=5,6 mm, G=3,3 mm; kézujjperc proximális szélessége 3,36 mm, disztális szélessége 3,43 mm, taraj legnagyobb magassága 4,69 mm; tibiotarsus E=2,49; 2,80 és 2,92 mm, F=5,44, 5,51, 5,65, illetve 5,78 mm, G=5,72 és 6,89 mm, tarsometatarsus F=5,6 mm, G=3,3 mm, coracoideum C=6,7 mm, D=3,68 mm, E=2,84 mm; phalanx unguis A=k.b. 7 mm.

Összehasonlító anyag: — recens: *Corvus corone* (MTM n=7), *Garulus glandarius* (MTM n=5), *Nucifraga*

caryocatactes (MTM n=2), *Pyrhcorax graculus* (MTM n=1) és *Pica pica* (MTM n=6).

Leírás: a MILNE-EDWARDS által csüdből leírt szajkó nagyságú varjúfélét (*Corvus larteti* MILNE-EDWARDS, 1871) LAMBRECHT KÁLMÁN nevezte át (LAMBRECHT, 1933). Ide soroltam be a JÁNOSSY (1979a; 1996) által Csarnóta 2-ről és Beremend 17-ről szajkóként leírt anyagot is.

Elterjedés: a típuslelőhelyen — Franciaország középső-miocénje, Sansan, MN 6 (MILNE-EDWARDS, 1869–1871) — kívül a romániai Tasádfő (Tășad) középső-miocénjéből (MN 7) és a szintén romániai Dobruzsza középső-miocénjéből (Credința, MN 8) jeleztek még ezt a fajt (GÁL & KESSLER 2006).

Pica (LINNAEUS, 1758)

Pica pica major MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 / syn. *Pica major* JÁNOSSY, 1972

Lelőhely és kor: Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Beremend 26, késő-pliocén (MN 16), Beremend 17, koraleisztocén (MN 17).

Anyag és méretek: IV. táblázat.

Összehasonlító anyag: — recens: *Pica pica* (MTM n=6).

Leírás: a fosszilis szarka fajt MLÍKOVSKÝ (2002) a recens csókához sorolja a JÁNOSSY (1972) által meghatározott Stránská skála-i anyag alapján. A fosszilis anyag vizsgálatánál megbizonyosodtam, hogy a Kárpát-medencéből származó anyag tekintetében ez nem helytálló, a méretbeli és morfológiai jelek egyaránt ez ellen szólnak. A Csarnóta 2, Beremend 17 és Beremend 26, valamint számos alsó-pleisztocén anyag vizsgálata alapján egyértelmű a fosszilis faj érvényessége. A szarka jelek jól kimutathatóak, hasonlóan a recens fajnál nagyobb méretekhez. A recens faj egyébként csak Európa középső-pleisztocénjéről ismert, és valószínűleg a fosszilis faj közvetlen utóda.

Elterjedés: A fosszilis alfajt (*Pica pica major*) MOURER-CHAUVIRÉ (1975) is jelzi a franciaországi középső-pleisztocénből (Saint-Estève Janson, Lunel Viel, Q3), míg a recens faj csak a késő-pleisztocéntől kezdődően ismert. Egy nemzetség szintig leírt szarkalelet (*Pica* sp.) ismert még a bulgáriai felső-pliocénből (Varsec MN 17) (BOEV 1995; MLÍKOVSKÝ 2002).

Pyrhcorax graculus vetus KRETZOI, 1962

Lelőhely és kor: Gombaszög (Gombasek, Szlovákia) (középső-pleisztocén).

Anyag és méretek: V. táblázat

Összehasonlító anyag: — fosszilis: *Pyrhcorax graculus vetus* KRETZOI, 1962 (MTM); — recens: *Pyrhcorax graculus* (MTM n=1); *P. pyrrhcorax* (MTM n=2).

Leírás: a recens havasi csókától méreteiben és főleg arányaiban eltérő alfajt, amelyet KRETZOI (1962) Betfia 5. alsó-pleisztocénjéből írt le, MLÍKOVSKÝ (2002) a recens

IV. táblázat. A *Pica pica major* MOURER-CHAUVIRE, 1975 csontméreteiTable IV. Bone sizes of *Pica pica major* MOURER-CHAUVIRE, 1975

| Csonttípus | A | B | C | D | E | F | G | * | Lelőhely | Forrás |
|-----------------|----------|-------|-------|---------|---------|------|------|---------|-------------|--------------|
| humerus | | | 13,40 | | | | | | Hundsheim | JÁNOSSY 1974 |
| coracoideum | | | 5,80 | | | | | D1=4,49 | Beremend 17 | Új határozás |
| " | | | | ap. 7-8 | | | | | Csarnóta 2 | " |
| " | | | | | 2,13 | | | C1=2,92 | " | " |
| " | | | | | 2,35 | | | C1=3,45 | " | " |
| scapula | | 6,26 | 3,47 | 4,44 | 3,04 | | | | " | " |
| cubitus | | | 6,65 | | 3,21 | | | | " | " |
| radius | | | | | 1,81 | 4,48 | 2,51 | | " | " |
| carpometacarpus | 34,22 | 29,69 | 8,47 | 4,27 | | 5,47 | 3,01 | | Beremend 26 | " |
| " | | | | | ap. 7 | | | E1=3,10 | " | " |
| phalanga alae | 3,36 | 3,43 | 4,69 | | | | | | Csarnóta 2 | " |
| femur | | 7,54 | 4,03 | 3,51 | | | | | " | " |
| tibiotarsus | | | | | ap. 3,5 | 5,52 | 5,76 | | " | " |
| phalanx unguis | ap. 6,7 | 2,55 | 1,24 | 1,41 | | | | | " | " |
| " | ap. 9 | | | | | | | | " | " |
| " | ap. 12,5 | 3,78 | 1,85 | 3,10 | | | | | Beremend 26 | " |

fajhoz sorolta. Ennek ellentmond az, hogy egyrészt valóban kimutathatók a diagnózis által is jelzett különbségek, másrészt az alfaj előfordulásai a recensnél sokkal idősebb anyagokban (Csarnóta 2, Beremend 17, és számos más

felső- és középső-pleisztocén lelőhely) is kimutatható volt. Mindezek megerősítik a véleményemet, hogy a recens fajnak a fosszilis alfajáról van szó, mint a recens faj közvetlen elődje.

V. táblázat. A *Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, 1962 csontméreteiTable V. Bone sizes of *Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, 1962

| Csont típus | A | B | C | D | E | F | G | * | Lelőhely | Forrás |
|-----------------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|---------|---------------|--------------|
| carpometacarpus | 36,20 | 33,20 | | | | 8,20 | | E1=3,00 | Betfia "Aven" | KRETZOI 1962 |
| tibiotarsus | | | | | 3,15 | 5,43 | 6,12 | | " | KRETZOI 1962 |
| " | | | | | 3,28 | 6,44 | 5,85 | | " | " |
| coracoideum | | | | | 2,75 | | 8,50 | | Betfia 2 | GÁL 2002 |
| " | 31,45 | 29,19 | 6,60 | 3,31 | 2,90 | | | | Betfia "Aven" | " |
| humerus | | | | | | 10,84 | 5,78 | | Kiskőh-1 | " |
| " | | 20,64 | 12,82 | | 4,70 | | | | Betfia "Aven" | " |
| ulna | | | | | 4,16 | 7,73 | 5,57 | | " | " |
| " | | | | | 3,65 | 7,60 | 4,82 | | " | " |
| " | | | | | 3,87 | 7,00 | 4,70 | | Betfia 2 | " |
| radius | | | 3,32 | 3,03 | | | | | Betfia "Aven" | " |
| femur | 37,81 | 35,95 | 7,15 | 4,08 | 3,20 | 7,24 | 5,41 | | " | " |
| " | | | | | 3,40 | 7,89 | 5,74 | | " | " |
| " | | | | | 3,30 | | | | " | " |
| tibiotarsus | 65,20 | | 7,53 | 6,47 | 3,45 | 5,84 | 5,64 | | " | " |
| " | | | | 6,76 | 3,00 | | | | " | " |
| " | | | | | 3,00 | | | | Betfia 2 | " |
| " | | | | | | 6,22 | 5,05 | | " | " |
| tarsometatarsus | | | | | 2,80 | | | | " | " |
| " | | | | | 2,53 | | | E1=1,70 | Betfia "Aven" | " |
| phalanx unguis | 10,00 | 3,19 | 1,81 | 3,15 | | | | | Betfia 9 | " |
| " | 9,50 | 3,65 | 2,00 | 3,29 | | | | | " | " |
| ulna | 59,85 | 7,7 | 8,32 | 9,22 | 4,27 | 7,96 | 5,41 | | Gombaszög | Új határozás |
| femur | | | 8,1 | 5,44 | 3,65 | | | | | |
| " | | | | | | 6,61 | 5,04 | | | |
| tibiotarsus | | | | | | 6,19 | 5,7 | | | |

Elterjedés: a faj ismert még Bulgária és Spanyolország felső-pliocénjéből is (Varsec, illetve Meda Gran, MN 17), valamint számos franciaországi és néhány görögországi lelőhelyről is az alsó- és középső-pleisztocénből. Ma az Alpokban, Pireneusokban és a Balkán-félszigeten található meg, valamint ezen hegységek barlangjainak felső-pleisztocén és holocén üledékeiben.

Más meghatározott anyagok

Ord. Columbiformes LATHAM, 1790
Fam. Columbidae ILLIGER, 1811
Columba LINNAEUS, 1758

Columba palumbus LINNAEUS, 1758 — Jósvafő: Musztáng-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Columba sp. — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Pteroclididae BONAPARTE, 1831

Pteroclididae sp. indet. — Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8), (MMP)

Ord. Cuculiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Cuculidae, VIGORS, 1825

Cuculidae gen. et sp. indet. — Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8), (MMP)

Ord. Strigiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Strigidae VIGORS, 1825
Bubo DUMÉRIL, 1806

Bubo bubo (LINNAEUS, 1758) — Villány 3 (MN 17), (MÁFI)

Strix LINNAEUS, 1758

Strix aluco (LINNAEUS, 1758) — Gombaszög (Gombaszek — Szlovákia; középső-pleisztocén), (MTM); Jósvafő: Musztáng-barlang, Miskolc: Felső-forrás (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Strix sp. — Rudabánya (késő-miocén, MN 9), (MÁFI).

Ord. Coraciiformes FORBES, 1884
Fam. Upupidae BONAPARTE
Upupa LINNAEUS, 1758

Upupa epops (LINNAEUS, 1758) — Kevélynyergizsomboly (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Ord. Piciformes (MEYER ET WOLF), 1810
Fam. Picidae VIGORS, 1825
Picus LINNAEUS, 1758

Picus sp. — Beremend 26 (MN 16), (BKAH).

Dendrocopos KOCH, 1816

Dendrocopos sp. 1, *Dendrocopos* sp. 2, *Dendrocopos* sp. 3. (*D. medius*, *D. minor* és *D. major* méret) — Beremend 26 (MN 16), (BKAH).

Ord. Passeriformes (LINNAEUS, 1758)
Fam. Corvidae, VIGORS, 1825
Corvus LINNAEUS, 1758

Corvus corone LINNAEUS, 1758 — Nagysomlyói-árok (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Corvus sp. — Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Corvus sp. indet. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Nucifraga VIEILLOT, 1816

Nucifraga caryocatactes LINNAEUS, 1758 — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Garrulus VIEILLOT, 1816

Garrulus glandarius (LINNAEUS, 1758) — Miskolc: Felső-forrás, Névtelen-barlang, Rezi, Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Pyrrhocorax VIEILLOT, 1816

Pyrrhocorax pyrrhocorax (LINNAEUS, 1758) — Villány 3 (MN 17), (MÁFI); Nagyharsány 1–4. (középső-pleisztocén), (MTM)

Fam. Paridae BOIE, 1826
Parus LINNAEUS, 1758

Parus sp. 1, *Parus* sp. 2 — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Sittidae (BONAPARTE, 1831)
Sitta LINNAEUS, 1758

Sitta sp. — Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Sittidae sp. indet. — Polgárdi 5 (MN 13), (MÁFI).

Fam. Certhiidae (VIGORS, 1825)
Certhia LINNAEUS, 1758

Certhia sp. — Polgárdi 4 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Muscicapidae, VIGORS, 1825
Turdus LINNAEUS, 1758

Turdus iliacus LINNAEUS, 1766 — Nagyharsány 1–4 (középső-pleisztocén), (MTM)

Turdus merula LINNAEUS, 1758 — Miskolc: Névtelen-barlang (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Turdus sp. — Polgárdi 4, Polgárdi 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH); Süttő 1–4 (felső-pleisztocén), (MTM)

Turdus sp. (*T. pilaris* méret) — Beremend 17 (MN 16), (MTM)

Luscinia FORSTER, 1817

Luscinia sp. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI)

Muscicapidae sp. indet. — Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Sylviidae, VIGORS, 1825
Sylvia SCOPOLI, 1769

Sylvia sp. — Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Acrocephalus NAUMANN, 1811

Acrocephalus sp. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Motacillidae (VIGORS, 1825)
Anthus BECHSTEIN, 1807

Anthus sp. — Polgárdi 4. (MN 13), (MÁFI).

Motacilla LINNAEUS, 1758

Motacilla sp. — Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Bombycillidae (SWAINSON, 1832)
Bombycilla VIEILLOT, 1808

Bombycilla sp. 1, *Bombycilla* sp. 2 — Polgárdi 4, Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Troglodytidae, VIEILLOT, 1807
Troglodytes VIEILLOT, 1807

Troglodytes sp. — Polgárdi 4 (MN 13), (MÁFI)

Fam. Cinclidae (CABANIS, 1847)
Cinclus BORKHAUSEN, 1897

Cinclus sp. — Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI)

Fam. Prunellidae RICHMOND, 1908
Prunella VIEILLOT, 1818

Prunella sp. — Polgárdi 4, Polgárdi 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI)

Fam. Laniidae, SWAINSON, 1834
Lanius LINNAEUS, 1758

Lanius excubitor LINNAEUS, 1758 — Kevélynyergizsomboly (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Lanius sp. — Polgárdi 4, Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Sturnidae VIGORS, 1825
Sturnus LINNAEUS, 1758

Sturnus sp. — Polgárdi 4, (MN 13), (MÁFI)

Fam. Passeridae (ILLIGER, 1811)
Coccothraustes BRISSON, 1760

Coccothraustes coccothraustes (LINNAEUS, 1758) — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Pyrhula (LINNAEUS, 1758)

Pyrhula pyrrhula LINNAEUS, 1758 — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Pinicola VIEILLOT, 1807

Pinicola sp. — Tarkó (középső-pleisztocén), (MTM)

Fringillidae sp. indet. — Polgárdi 4, Polgárdi 5. (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Fam. Emberizidae Vigors, 1831
Emberiza VIGORS, 1831

Emberiza calandra LINNAEUS, 1758 — Miskolc: Felsőforrás (késő-glaciális–holocén), (MÁFI)

Emberiza sp. — Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Emberizidae sp. indet. — Polgárdi 4, Polgárdi 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI).

Passeriformes indet. — Polgárdi 4 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 17, Beremend 26, Beremend 38 (MN 16), (BKAH); Süttő 1–4 (középső-pleisztocén), (MTM); Bakonyháza, Cserépfalu: Subalyuk (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Aves indet. — Mátraszőlős 1 (MN 6–8), (MMP); Rudabánya (MN 9), Polgárdi 4, 5 (MN 13), Csarnóta 2 (MN 15–16), (MÁFI); Beremend 26 (MN 16), (BKAH); Villány 5, (MÁFI); Győrújfalú (kora-pleisztocén), (BKAH); Bélmegeyer, Rezi (késő-glaciális–holocén), (MÁFI).

Paleoökológiai és ősföldrajzi értékelés

A jelen részben tárgyalt fajok közül szinte teljes mértékben hiányoznak a vizes élőhelyek (tavi, mocsári és folyóvízi) madarai, viszont nagy számban fordulnak elő mind a nyílt területek, mind az erdős és sziklás élőhelyekre jellemző típusok.

Meglepő a pusztai tyúk jelenléte. A félsivatagos-sivatagos vidékek talaján élő és költő, magevő madár miocén kori jelenléte a Kárpát-medencében meglepő, de a paleogénben és a neogénben eléggé gyakoriak a kontinens nyugati részén. A mátraszőlősi lelet vonuló vagy kóborló példánytól is származhat.

A nyílt területek jellemző madarai a sarlósfeccskék, amelyek igen jellegzetes morfológiával és életmóddal rendelkező rovarevő, vonuló madarak. A rend többi tagja a trópusi vidékek lakója. Életük nagy részét a levegőben töltik el, csak költés idején szállnak le sziklaparkányokra vagy sziklafalakra épített fészkeikhez, ezek jelenléte létfontosságú a szaporodásukhoz. Ugyanez mondható el a szintén sziklás vagy lösz/agyagfalas élőhelyen előforduló sarlósfeccskéről és gyurgyalagokról is. A kakukkfajok tipikus fészekparaziták. Európában csak nyári vendégek, mivel rovarevők. Rejtettebb életmódjuk és a fészkelés kimaradása miatt ritkán válnak a ragadozók zsákmányává.

Az azonosított fajok túlnyomó többsége — a pusztai tyúk és pacsirták kivételével — fák, azok odvaiban, vagy sziklaüregekben fészkel, így jelenlétük ezek létezését feltételezi.

Faunisztikai érdekesség az *Eurystomus* és *Chaetura* nemzetségek kihalt fajainak a jelenléte. Az előbbi egy szalakótaféle, a másik egy sarlósfecske, de ma mindkettő a meleg égövre jellemző nemzetség. Annál gyakoribbak ma is a baglyok és a varjúfélék képviselői, amelyek számos kihalt fajtát és alfajt ismerjük a Kárpát-medencéből.

Eredmények, következtetések

Mivel a jelen dolgozatban tárgyalt taxonok többnyire csak a paleogén végétől és a neogéntől ismertek a fosszilis madárfaunákból világszerte, nem meglepő, hogy többségük nem a vízi, hanem az erdős és sziklás élőhelyek lakója. Főleg sziklaüregekben, fák, odvaiban fészkelnek, így fiókáik kötelező módon fészkelakók.

Ez a jelleg, ellentétben a fészekhagyókkal, az evolúció során később jelenik meg a madárvilágban. Másik jellegzetessége az itt tárgyalt rendszertani csoportoknak, ezek közül is elsősorban az énekesmadaraknak (Passeriformes), hogy a specializálódás során már igen hamar kialakulnak azok a morfológiai jelek, amelyek következtében igen nehéz megkülönböztetni a miocénben élt elődöket a pleisztocén, illetve recens fajoktól. Nem véletlen, hogy igen kevés faj szintig leírt taxont ismerünk ebből a csoportból a neogénből. Jelen dolgozatban is számos lelőhelyről szerepelnek különböző nemzetségek, de csak a

nagyobb termetű varjúfélék között találunk kihalt fajokat.

A jelen (III.) részben a következő új fajokat írtam le: *Glaucidium baranensis* sp. n., *Cuculus pannonicus* sp. n., *Eurystomus beremendensis* sp. n. és *Corvus harsanyiensis* sp. n. A már ismert fosszilis fajok tárgyalásánál kitértem azok rendszertani helyzetére és saját argumentumaim szerint értékeltem őket. Így a *Tyto campiterra* JÁNOSSY, 1991; *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992 / *A. veta* JÁNOSSY, 1974; *Strix intermedia* JÁNOSSY, 1972; *Apus baranensis* JÁNOSSY, 1977 / *A. wetmorei* BALLMANN, 1976; *Upupa phoeniculides* JÁNOSSY, 1974; *Corvus pliacaenus* (PORTIS, 1889) / *C. betfianus* KRETZOI, 1962 és a *Corvus hungaricus* LAMBRECHT, 1916 esetében az eredeti meghatározások helyességét támasztottam alá, míg a *Pica pica major* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 / *Pica major* JÁNOSSY, 1972 esetében a fosszilis faj alfajként való elismerését szorgalmazom. Ugyanez vonatkozik a kihalt havasi csóka (*Pyrrhocorax graculus vetus* KRETZOI, 1962) alfajra is, MLÍKOVSKÝ (2002) ellenvetéseivel szemben. Dolgozatomban kitértem a kihalt fajok földrajzi elterjedésére, illetve dokumentáltam őket az ismert és elérhető szakirodalom segítségével.

A III. részben felsorolt, leírt és tárgyalt fosszilis anyag 29 lelőhelyről 61 taxont képvisel, amelyből 31-et fajsztig (a három alfajjal együtt), 22-öt nemzetség szintig, 6-ot család és egyet rend szintig határoztam meg, több anyagot pedig csak osztály szintig (Aves indet.) lehet azonosítani. A taxonok 41 nemzetséghez, 25 családhoz és 7 rendhez tartoznak, ebből egy nemzetség, 14 faj és 3 alfaj kihalt. Négy taxon új fosszilis faj a tudomány számára (BRODKORB 1967, 1971, 1978, és MLÍKOVSKÝ 2002 után ellenőrizve).

Koruk szerint a meghatározott anyagok a következőképpen sorolhatók be:

Miocén

Mátraszőlős 1: Cuculidae gen. et sp. indet. (Passeriformes indet. helyett), Pteroclididae gen. et sp. indet., Aves indet. (PM).

Tasádfő (Taşad, Románia): *Miocorvus larteti* (MTCO).

Rudabánya 2 és Rudabánya 3: *Strix* sp. indet. (2), *Merops radobojensis* (2), *Miocorvus larteti* (3), Aves indet. (2) (MÁFI).

Polgárdi 4 és Polgárdi 5: *Cuculus pannonicus* n. sp. (4), *Tyto campiterra* (4), *Surnia robusta* (4, 5), *Athene noctua veta* (4), *Apus baranensis* (4), *Chaetura baconica* (4), *Corvus pliacaenus* (5), *Miocorvus larteti* (4), *Parus* sp. (4), *Sittidae* sp. indet. (5), *Certhia* sp. (4), *Turdus* sp. (4, 5), *Luscinia* sp. (4), Muscicapidae sp. indet. (5), *Acrocephalus* sp. (4), *Anthus* sp. (4), *Motacilla* sp. (5), *Bombycilla* sp. (4, 5), *Troglodytes* sp. (4), *Prunella* sp. (4, 5), *Lanius* sp. 1, *Lanius* sp. 2. (5), *Sturnus* sp. (4), *Fringillidae* sp. (5), *Emberizidae* sp. indet. (5), *Passeriformes* indet. (4), *Aves* indet. (4, 5) (MÁFI).

Pliocén

Csarnóta 2: *Glaucidium baranensis*, *Athene noctua veta*, *Apus baranensis*, *Corvus harkanyensis* n. sp., *Miocorvus larteti*, *Pica pica major*, *Sitta* sp., *Certhia* sp., *Turdus* sp., *Muscicapidae* sp. indet., *Sylvia* sp., *Motacilla* sp., *Bombycilla* sp., *Cinclus* sp., *Prunella* sp., *Lanius* sp., *Fringillidae* sp., *Emberizidae* sp., *Passeriformes*, *Aves* indet. (MTM).

Villány 3: *Bubo* cf. *bubo*, *Strix intermedia*, *Pyrrhocorax pyrrhocorax* (MTM).

Osztamos 20: *Apus baranensis* (MTM).

Beremend 15: *Cuculus pannonicus* n. sp. (MTM).

Beremend 18: *Corvus pliocaenus*, *Miocorvus larteti* (BKAH).

Beremend 26: *Glaucidium baranensis* n. sp., *Athene noctua veta*, *Strix intermedia*, *Chaetura baconica*, *Eurystomus beremendensis* n. sp., *Corvus pliocaenus*, *Miocorvus larteti*, *Pica pica major*, *Columba* sp., *Picus* sp., *Dendrocopos* sp. 1, *Dendrocopos* sp. 2, *Dendrocopos* sp. 3 (*D. medius*, *D. minor* és *D. major* méret), *Corvus* sp., *Nucifraga caryocatactes*, *Parus* sp. 1, *Parus* sp. 2, *Sitta* sp., *Certhia* sp., *Turdus* sp., *Muscicapidae* sp. 1, *Muscicapidae* sp. 2, *Sylvia* sp., *Acrocephalus* sp., *Motacilla* sp., *Bombycilla* sp. 1, *Bombycilla* sp. 2, *Lanius* sp., *Coccothraustes coccothraustes*, *Pyrrhula pyrrhula*, *Fringillidae* gen et sp. indet., *Lanius* sp. (*L. excubitor* méret), *Emberiza* sp., *Passeriformes* sp. indet., *Aves* sp. indet., (BKAH).

Beremend 38: *Upupa phoeniculoides*, *Passeriformes* sp. indet. (BKAH).

Kora-pleisztocén

Beremend 17: *Tyto campiterra*, *Athene noctua veta*, *Strix intermedia*, *Corvus pliocaenus*, *Corvus hungaricus*, *Miocorvus larteti*, *Pica pica major*, *Turdus* sp. (*T. pilaris* méret), *Passeriformes* indet. (BKAH).

Villány 5: *Aves* sp. indet. (MÁFI).

Győrújfalú: *Aves* sp. indet. (BKAH).

Középső-pleisztocén

Nagyharsányhegy 1–4: *Corvus hungaricus*, *Pyrrhocorax pyrrhocorax* és *Turdus iliacus* (MTM).

Tarkó: *Pinicola* sp. (MTM).

Gombaszög (Gombasek, Szlovákia): *Strix intermedia*, *Strix aluco*, *Pyrrhocorax graculus vetus* (MTM).

Késő-pleisztocén: Riss–Würm, késő-glaciális–holocén

Bakonynána: *Passeriformes* sp. indet. (MÁFI).

Bélmegyer: *Aves* indet. (MÁFI).

Cserépfalu: Subalyuk: *Passeriformes* sp. indet. (MÁFI).

Jósvafő: Musztáng-barlang: *Columba palumbus*, *Strix aluco* (MÁFI).

Kevélynyergő-zsomboly: *Upupa epops*, *Lanius excubitor* (MÁFI).

Miskolc: Felső-forrás: *Strix aluco*, *Garrulus glandarius*, *Emberiza calandra* (MÁFI).

Miskolc: Névtelen-barlang: *Turdus merula*, *Garrulus glandarius* (MÁFI).

Nagysomlyói-árok: *Corvus cornix* (MÁFI).

Süttő 1–4: *Turdus* sp., *Passeriformes* sp. indet. (MTM).

Rezi: *Garrulus glandarius*, *Aves* indet. (MÁFI).

Tatabánya-Alsó: Tőrekvés-barlang: *Garrulus glandarius*, *Corvus* sp. (MÁFI).

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Dr. GASPARIK Mihálynak (MTM), Dr. Hír Jánosnak (Pásztói Városi Múzeum), Dr. KORDOS Lászlónak (MÁFI), Dr. VENCZEL Mártonnak (Kőrösök Vidéke Múzeum), valamint PONGRÁCZ Lászlónak a harkányi „Beszélő Kövek Alapítvány” vezetőjének, az általuk vezetett gyűjteményekben található leletek rendelkezésére bocsátásáért. A leletek meghatározása a Magyar Természettudományi Múzeum összehasonlító madárcsontgyűjteménye segítségével történt, amiért Dr. SZABÓ János és Pálfi József tárvezetőknek, valamint Dr. GASPARIK Mihály kurátornak tartozom köszönettel. Dr. GÁL Erika számos szakmai megjegyzéssel segítette munkámat. Kutatásomat 1998–2002 között az MTA Domus Hungarica et Scientiarum Közalapítvány, valamint az Oktatásiügyi Minisztérium NATO ösztöndíja támogatta.

Irodalom — References

- BALLMANN, P. 1969: Die Vögel aus der altburdigalen Spaltenfüllung von Wintershof (West) bei Eichstätt in Bayern. — *Zitteliana* **1**, 5–61.
- BALLMANN, P. 1972: Les oiseaux miocènes de Vieux-Collonges (Rhône). — *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **50**, 93–101.
- BALLMANN, P. 1976: Fossile Vögel aus dem Neogen der Halbinsel Gargano (Italien), zweiter Teil. — *Scripta Geologica* **38**, 1–59.
- BAUMEL, J. J., KING, A. S., LUCAS, A. M., BREAZILE, J. E. & EVANS, H. E. 1979: *Nomina anatomica avium*. — Acad. Press, London, 637 p.
- BOEV, Z. N. 1995: Middle Villafranchian birds from Varshets (western Balkan range – Bulgaria). — In: PETERS D. S. (ed.): *Acta palaeornithologica. Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **181**, 259–269.
- BRODKORB, P. 1959: Pleistocene Birds from New Providence Island, Bahamas. — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **4/11**, 349–371.

- BRODKORB, P. 1967: Catalogue of fossil Birds. Part 3 (Ralliformes, Ichthyornithiformes, Charadriiformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **2/3**, 99–230.
- BRODKORB, P. 1971: Catalogue of fossil birds; Part 4 (Columbiformes through Piciformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **15/4**, 163–266.
- BRODKORB, P. 1978: Catalogue of fossil birds; Part 5 (Passeriformes). — *Bulletin of the Florida State Museum, Biological Sciences* **23/3**, 139–228.
- CRAMP, S. (ed.) 1998: *The Complete Birds of the Western Palearctic*. — CD-Room. Oxford University Press, Oxford.
- DEL HOYO J., ELLIOTT, A. & SARGATAL, J. 1999: *Handbook of the birds of the World. Vol. 5: Barn-owls to Hummingbirds*. — Lynx Edicions, Barcelona, 759 p.
- DYKE, G. J. 2001a: A primitive swift from the London Clay and the relationships of fossil apodiform birds — *Journal of Vertebrate Paleontology* **21**, 195–200.
- DYKE, G. J. 2001b: *Laputavis*, a replacement name for *Laputa* Dyke 2001 (preoccupied name). — *Journal of Vertebrate Paleontology* **21**, 401.
- DRIESCH, A. VON DEN. 1976: A guide to the measurements of animal bones from archaeological sites. — *Peabody Museum Bulletin* **1**.
- EMSLIE, S. D. 1998: Avian community, climate, and sea-level changes in the Plio-Pleistocene of the Florida Peninsula. — *Ornithological Monographs* **50**, 1–113.
- FISCHER, K. 1887: Eulenreste (*Eoglaucidium pallas* nov. gen. nov. sp., Strigiformes, Aves) aus der mittelloligozänen Braunkohle des Geiseltals bei Halle (DDR). — *Annalen für Ornithologie* **11**, 137–142.
- GÁL, E. 2002: Avifauna pleistocenă a României [România madárfaunája a pleisztocénben]. — *Kézirat, doktori értekezés*. București, Universitatea din București, 263 p.
- GÁL E., HÍR J., KESSLER E., KÓKAY J., MÉSZÁROS L. & VENCEL M. 1998–1999: Középső-miocén ősmaradványok a Mátraszőlős, Rákóczi-kápolna alatti útbevágásból. I. A Mátraszőlős 1. lelőhely. — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **23**, 33–78.
- GÁL, E. & KESSLER, E. 2006: Songbird remains from the Miocene (Middle Sarmatian) site Credința (Dobrogea, South-East Romania). — In: CSIKI, Z. (ed.) *Volume dedicated to Dan Grigorescu on his 65th birthday*. University of Bucharest Printing House, 117–125.
- HARRISON, C. J. O. 1982: Cuculiform, piciform and passeriform birds in the Lower Eocene of England. — *Tertiary Research* **4**, 71–81.
- HARRISON, C. J. O. & WALKER, C. A. 1977: Birds of the British Lower Eocene. — *Tertiary Research, Special Papers* **3**, 1–52.
- JÁNOSSY, D. 1972: Die mittelpleistozäne Vogelfauna der Stránská Skála. — *Anthropos* **21/12**, 35–64.
- JÁNOSSY, D. 1974a: Upper Pliocene and Lower Pleistocene bird remains from Poland. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **19/21**, 531–566.
- JÁNOSSY, D. 1974b: Die mittelpleistozäne Vogelfauna von Hundsheim (Niederösterreich). — *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I*, **182**, 211–257.
- JÁNOSSY, D. 1977: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. III. Strigiformes, Falconiformes, Caprimulgiformes, Apodiformes. — *Aquila* **84**, 9–36.
- JÁNOSSY, D. 1979a: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. IV. Anseriformes, Gruiformes, Charadriiformes, Passeriformes. — *Aquila* **85**, 11–39.
- JÁNOSSY, D. 1979b: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. V. Podicipediformes, Ciconiiformes, Otidiformes, Columbiformes, Piciformes. — *Aquila* **86**, 19–33.
- JÁNOSSY, D. 1991: Late Miocene bird remains from Polgárdi (W-Hungary). — *Aquila* **98**, 13–35.
- JÁNOSSY, D. 1992: Lower Pleistocene Bird Remains from Beremend (S-Hungary, Loc. 15. and 16.). — *Aquila* **99**, 9–25.
- JÁNOSSY, D. 1993: Bird remains from the Upper Miocene (MN9) of Rudabánya (N-Hungary). — *Aquila* **100**, 53–70.
- JÁNOSSY, D. 1995: A late Miocene avifauna from Polgárdi, western Hungary. — In: Peters D. S. (ed.): *Acta palaeornithologica. Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **181**, 203–206.
- JÁNOSSY, D. 1996: Lower Pleistocene vertebrate faunas from the localities 16 and 17 of Beremend (southern Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **18**, 91–102.
- LAMBRECHT, K. 1933: *Handbuch der Palaornithologie*. — Bornträger Edit. Berlin. 1024 p.
- MAYR, G. 2003: A new Eocene swift-like bird with a peculiar feathering. — *Ibis* **145**, 382–391.
- MAYR, G. 2004: New specimens of *Hassiavis laticauda* (Aves: Cypselomorphae) and *Quasisyndactylus longibrachis* (Aves: Alcediniformes) from the Middle Eocene of Messel, Germany. — *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **252**, 23–28.
- MAYR, G. 2005: A new cypselomorph bird from the Middle Eocene of Germany and the early diversification of avian aerial insectivores. — *Condor* **107/2**, 342–352.
- MAYR, G. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2000: Rollers (Aves: Coraciiformes s. s.) from the Middle Eocene of Messel (Germany) and the Upper Eocene of the Quercy (France). — *Journal of Vertebrate Paleontology* **20/3**, 533–546.
- MAYR, G. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2005: A specimen of *Parvicuculus* Harrison & Walker 1977 (Aves: Parvicuculidae) from the early Eocene of France. — *Bulletin of the British Ornithologists Club* **125/4**, 299–304.
- MAYR, G. & PETERS, D. S. 1998: The mousebirds (Aves: Coliiformes) from the middle Eocene of Grube Messel (Hessen, Germany). — *Senckenbergiana Lethaea* **78**, 179–197.
- MILNE-EDWARDS, A. 1869–1871: *Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France*. Vol. 2. — Paris: G. Masson, 627 p. + 97 pls.
- MILNE-EDWARDS, A. 1892: Sur les oiseaux fossiles des dépôts éocènes de phosphate de chaux du Sud de la France. — In: SCLATER, P. L. (ed.): *Comptes Rendus du Second Congrès Ornithologique International*, 60–80. Budapest.
- MLÍKOVSKÝ, J. 1989: A new swift (Aves: Apodidae) from the late Eocene of France. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* (A) **90**, 59–62.
- MLÍKOVSKÝ, J. 1992: The present state of knowledge of the Tertiary birds of Central Europe. — In: CAMPBELL, K. E. (ed.) *Studies in avian paleornithology honoring Pierce Brodkorb*. Natural History Museum of Los Angeles County, Science Series **36**, 433–458.

- MLÍKOVSKÝ, J. 1995: Early Pleistocene birds of Stránská skála: 1. Musil's talus cone. — In: MUSIL, R. (ed.): Stránská skála Hill: Excavations of open-air sediments 1964–1972. *Anthropos* (Brno) **26**, 111–126.
- MLÍKOVSKÝ, J. 1997: Taxonomic identity of *Fringilla radoboyensis* von Meyer 1865 (Aves) from the middle Miocene of Croatia. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* (A) **98**, 143–149.
- MLÍKOVSKÝ, J. 1998a: A new barn owl (Aves: Strigidae) from the early Miocene of Germany, with comments on the fossil history of the Tytoninae. — *Journal für Ornithologie* **139**, 247–261.
- MLÍKOVSKÝ, J. 1998b: Two new owls (Aves: Strigidae) from the early Miocene of the Czech Republic, with comments on the fossil history of the subfamily Striginae. — *Buteo* **10**, 5–21.
- MLÍKOVSKÝ, J. 2002: *Cenozoic Birds of the World. Part 1: Europe*. — Ninox Press, Praha, 407 p.
- MLÍKOVSKÝ, J. & GÖHLICH, U.B. 2000: A new wood-hoopoe from the early Miocene of Germany and France. — *Acta Societatis Zoologicae Bohemiae* **64**, 419–424.
- MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1975: Les oiseaux du Pléistocène moyen et supérieur de France. — *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **64**, 1–624.
- MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1987: Les Strigiformes (Aves) des Phosphorites du Quercy (France): Systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. — In: MOURER-CHAUVIRÉ, C. (ed.), *L'évolution des oiseaux d'après le témoignage des fossiles*. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon **99**, 89–135.
- MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1993: Les gangas (Aves, Columbiformes, Pteroclididae) du Paléogène et du Miocène inférieur de France. — *Palaeovertebrata* **22**, 73–98.
- MOURER-CHAUVIRÉ, C., SALOTTI, M., PEREIRA, E., QUINIF, Y., COURTOIS, J.-Y., DUBOIS, J.-N. & LA MILZA, J.-C. 1997: *Athene angelis* n. sp. (Aves, Strigiformes) nouvelle espèce endémique insulaire éteinte du Pléistocène moyen et supérieur de Corse (France). — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série IIa*(324), 677–684.
- OLSON, S. L. 1975: Paleornithology of St. Helena Island, South Atlantic Ocean. — *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **23**, 49 p.
- OLSON, S. L. & HILGARTNER, W. B. 1982: Fossil and subfossil birds from the Bahamas. — In: OLSON, S. L. (ed.): *Fossil vertebrates from the Bahamas*. *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **48**, 22–59.
- OLSON, S. L. & RASMUSSEN, P. C. 2001: Miocene and Pliocene birds from the Lee Creek Mine, North Carolina. — In: RAY, C. E. & BOHASKA, D. J. (eds): *Geology and paleontology of the Lee Creek Mine, North Carolina*, III, edited by. Smithsonian Contributions to Paleobiology **90**, 233–365.
- PAVIA, M. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2002: An Overview of the Genus *Athene* in the Pleistocene of the Mediterranean Islands, with the Description of *Athene trinacriae* n. sp. (Aves: Strigidae). — In: ZHOU, Z. & ZHANG, F. (eds.): *Proceedings of the 5th Symposium of the Society of Avian Paleontology and Evolution, Beijing, 1–4 June 2000*, 13–27. Beijing, Science Press.
- RÉGALIA, E. 1902: Sette uccelli pliocenici del Pisano e de valdarno superiore. — *Palaeontografia Italica* **8**, 219–238.
- SOLTI, B. 1996: The Osteomorphological Study of European Small-statured Falcons (Aves: Falconidae). — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **21**, 5–282.
- TYRBERG, T. 1998: *Pleistocene Birds of the Palearctic: A Catalogue*. — Publications of the Nuttall Ornithological Club, no. 27, 720 p. Cambridge, Massachusetts.
- VOJNSTVENS'KYI, M. A. 1967: Iskopaemaja ornitofauna Ukrainy. — *Prirodnaia Obstanovka i Fauna Prošlogo* **3**, 3–76.
- WEESIE, P. D. M. 1982: A Pleistocene endemic island form within the genus *Athene*: *Athene cretensis* n. sp. (Aves, Strigiformes) from Crete. — *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappen* (B) **85**, 323–336.

Kézirat beérkezett: 2009. 06. 24.

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlang és képződményeik genetikai vizsgálata

VIGASSY Tamás¹, LEÉL-ÖSSY Szabolcs², DEMÉNY Attila³

¹ Department of Organic Chemistry, Swiss Federal Institute of Technology, ETH Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Switzerland

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, TTK Földtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c

³ MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest Budaörsi út 45.

The crystal caves of Nagyharsány and Beremend, and genetic investigation of their precipitations

Abstract

The present paper examines 2 crystal caves (which were discovered only a few years ago) of the Villány Hills, situated in the southern part of Hungary. Here there are favourable conditions for the mixture of corrosion on the rims of big basins covered by water-tight strata and the mountains which consist of karstifiable rocks. In order for the caves to form, the existence of tectonic fissures was necessary, because this is where the stream and mixture of solutions could start (JAKUCS 1948, LEÉL-ÖSSY S. 1957). In line with TAKÁCSNÉ BOLNER, in SZÉKELY (2003), on the basis of the observations of the present investigation the Beremend Crystal Cave is a typical hydrothermal (thermal karst) cave system; it originated due to a mixture of corrosion with a labyrinth-type network of passages characterized by sudden changes of size, by frequent niches and by an extraordinarily rich and variegated ensemble of minerals and forms; the latter were partly a result of hydrothermal effects. The crystal cave covers a small area and has no big chambers. The passages reach the current karst water level in the Tavassterem (Lake Chamber). The traces of the thermal influence were proved by stable isotope measurements.

The evaporation of the warm karst water provided the possibility for the creation of corrosional niches, and these have also recently appeared in the upper sections of the cave. The active corrosional effect can be observed in the upper part of the cave, close to the surface, where a weathered crust and the absence of formations on the cave walls are typical. The lower, recently developed part of the cave is abounds with minerals produced by precipitations. Aragonite (precipitated from the aerosol) and huntite — as the last products of the hydrothermal crystallization — are typical for the cave system.

During the research, the mineral precipitations were studied in thin sections and, by using of X-ray diffraction, stable isotope and optical emission measurements (in addition to the percolation conditions) were analyzed.

The investigations were especially extensive in the Nagyharsány Crystal Cave. The upper section of the cave is of an essentially tectonic origin, characterized by big chambers bordered by straight lines. Its lower section came into being alongside the sliding of a bedding plane. Following the strong tectonic preformation, the thermal karst corrosion played role in cave forming and mineral genesis.

The connection with the thermal waters in the Nagyharsány Crystal Cave is verified by the temperature of the air of the cave, which is higher than the annual average temperature at the surface. The level of the thermal water in the cave is not known, but the temperature gradually increases towards the deeper levels.

The upper section is characterized both by niches and angular forms, while in the lower sections niches and rounded surfaces are evident. On the upper level more generations of the formations can be distinguished. The surfaces of these different generations of formations are mainly covered by glass-ball peastones, these determine the character of the upper section of the cave. The ceiling of the cave is not rich with formations but straw stalactites linked with the fissures are present.

The tectonic preformation of the investigated two caves can be proved. The thermal water mineral associations verify the thermal connection. In the Beremend Crystal Cave, the cave galleries have their origins in the corrosion caused by thermal water flowing along tectonic lines. On the other hand, in the Nagyharsány Crystal Cave the recently discovered sections are the result of the tectonic movements themselves. This is the fundamental difference between the two caves.

Keywords: Nagyharsány, Beremend, crystal caves, Nagyharsány Limestone, thermal springs, mixing corrosion, isotope geochemical analysis

Összefoglalás

Tanulmányunkban a Villányi-hegység, ill. a Beremendi-rög két, közelmúltban felfedezett kristálybarlangját vizsgáljuk. A nagy, vízzáró rétegekkel fedett medencék és a karsztosodó kőzetekből álló hegységek peremén kedvezőek a

lehetőségek a keveredési korrózió kialakulására. A barlangok keletkezéséhez szükséges a tektonikus közhathadékok jelenléte, ahol megindulhat az oldatok áramlása és keveredése (JAKUCS 1948, LEÉL-ÖSSY S. 1957). Megfigyeléseink szerint (összhangban TAKÁCSNÉ BOLNER, in SZÉKELY 2003) a Beremendi-kristálybarlang keveredési korrózióval létrejött, típusos hidrotermás (termálkarsztos) üregrendszer, amire jellemző a labirintusos, több szintben kifejlődött járáshálózat, a hirtelen méretváltozás, a gömbfülkék gyakorisága és a változatos, kivételesen gazdag, részben hidrotermás hatásra keletkezett ásvány- és formaegyüttes. A kristálybarlang kis területen alakult ki, nagy termek nem jöttek létre benne. A járatok a Tavas-teremben elérik a recens karsztvízszintet. A termálhatás nyomait stabilizotópos méréseinkben is kimutattuk.

A meleg karsztvíz párolgása még ma is biztosítja a barlang felső szakaszán a korróziós gömbfülkék kialakulásának lehetőségét. Ezt az aktív korrodáló hatást megfigyelhetjük a barlang felső, felszín közeli szakaszán, ahol a barlangfalakat vastag málladékkéreg és képződményhiány jellemzi. A barlang ma is épülő, alsó szakasza gazdag kiválásokban. Az aerosolból kiváló aragonit és a hidrotermás kristályosodás utolsó termékeként megjelenő huntit jellemzi a rendszert.

Munkánk során az ásványkiválásokat csiszolatban, valamint röntgendiffrakciós, stabilizotópos és optikai emissziós mérések alkalmazásával tanulmányoztuk, emellett elemeztük a beszivárgási viszonyokat is.

Vizsgálataink különösen a Nagyharsányi-kristálybarlang esetében voltak jelentősek. A kristálybarlang felső szakaszának kialakulásában a tektonikának volt döntő szerepe. Ezt egyenes vonalakkal határolt nagyméretű termek jelzik. Alsó szakasza egy réteglap megcsúszása mentén alakult ki. Az erős tektonikus preformálódást követően a termálkarsztos korrózió vette át az üregalakító és ásványképző szerepet.

A Nagyharsányi-kristálybarlang termálvizekkel való kapcsolatát igazolja a barlang légterének az évi középhőmérsékletet meghaladó hőmérséklete. A termálvíz szintje a barlangban nem ismert, de a mélysínt felé fokozatosan nő a hőmérséklet.

A felső szintet a szögletes formák mellett gömbfülkék is díszítik, míg az alsó szintre a gömbfülkék és a lekerekített felületek túlsúlya a jellemző. A barlang felső szintjén több képződménygenerációt különítettünk el. A különböző képződménygenerációk felületét nagyrészt a barlang felső szakaszának jellegét meghatározó üvegömb borsókövek borítják. A barlang mennyezete meglehetősen képződményszegény, kivételt képeznek a repedésekhez kapcsolódó szalmacsepp-kövek.

A vizsgált két barlang tektonikus preformáltsága bizonyítható. A termálkarsztos barlangokra jellemző ásványtársulás a termális kapcsolatot igazolja. A két barlang közötti alapvető különbség abban nyilvánul meg, hogy míg a Beremendi-kristálybarlangnál a termálvizes korrózió hozta létre a barlangjáratokat tektonikus zónák mentén, addig a Nagyharsányi-kristálybarlang eddig ismert szakaszát elsősorban tektonikus mozgások alakították ki.

Tárgyszavak: Nagyharsány, Beremend, kristálybarlangok, Nagyharsányi Mésző, termálvíz, keveredési korrózió, izotóp geokémia

Beevezetés

Az általunk vizsgált kristálybarlangokban kutatásunk során a különböző képződmények mind szélesebb körű vizsgálatára törekedtünk. A formák és szpeleotémák morfológiai megfigyelésén és fényképes dokumentációján túl ezek ásványtani, nyomelem-összetételi és stabilizotópos mérését is elvégeztük. A műszeres vizsgálatokat az ELTE Ásvány- és Ércleptani Tanszékén, az ELTE Közvetlen-Geokémiai Tanszékén, Budapesten az Országos Közegészségügyi Intézetben, a Vituki Rt-nél és az MTA Geokémiai Kutatóintézetének Stabilizotóp Laboratóriumában végeztük el.

Palcofesztültség-rekonstrukciók segítségével megállapítottuk, hogy a pleisztocén során létrejött két eltérő időben képződött repedéshálózat mentén alakult ki a barlangrendszer: 1. NyÉNy-KDK, irányú, amit a késő-pleisztocén elején lerakódott üledékkel töltődött ki, és 2. ÉÉNy-DDK irányú, amit ennél fiatalabb, de szintén késő-pleisztocén üledék töltött ki. A híres villányi faunaegyüttest egy további barlangi lelőhely felfedezésével gazdagítottuk, melynek vizsgálata a jövő feladata (VIGASSY 1999).

A Nagyharsányi-kristálybarlang a Villányi-hegység déli-keleti részén a Nagyharsányi-pikkely tektonikailag kiemelt részében helyezkedik el. A még ma is működő szársomlyói mészkőbánya (a BCM kezelésében) területén több, jelentéktelen üreget letermeltek már, de fokozott védelem alá helyezték ezt az 1995-ben napvilágot látott barlangot.

Hasonlóan fokozott védelem alatt áll a Beremendi-kristálybarlang is. Ez a barlang hazánk legdélebbi mezozoos felszíni kibukkanásában (a Beremendi-pikkelyben) működő mészkőbányában vált ismertté 1984 őszén. Mindkét barlang a Duna-Dráva Nemzeti Park felügyelete alá tartozik. A Nemzeti Park engedélyével nyílt lehetőségünk a kristálybarlangok barlangi vezető kíséretében történő bejárására és a vizsgálatokhoz szükséges korlátozott számú minta vételére. A korlátozott mintaszám és mennyiség, bizonyos képződmények esetében, a mélyreható vizsgálatoknak is gátat szabott.

A két kristálybarlang a felszíni közelség és az azonos befogadó kőzet ellenére különböző genetikájú képződményekkel jellemezhető. A kristálybarlangok kialakulásában alapvetően két hatótényező osztozik. Beremenden jóval erősebben dominál a hévizes jelleg a tektonikai preformáltságot követve, míg Nagyharsányban a tektonikus eredetű járatrendszert kevésbé formálták a hévizes folyamatok.

Kutatástörténet

A Villányi-hegység a Villány-Bihari szerkezeti övbe tartozik. A szűkebb terület kutatásával már a múlt század vége óta foglalkoznak egyes kutatók. Az első őslénytani gyűjtések a hegység területén már a 19. sz. közepén megtörténtek. A Villányi-hegységben TELEGI ROTH (1937) és RAKUSZ (1937) végzett úttörő jellegű térképező munkát.

Őslénytani, rétegtani és szerkezetföldtani vizsgálatokat TELEGDY ROTH (1937), NOSZKY (1957), FÜLÖP (1966), GÉCZY (1973), NAGY E. & NAGY I. (1976), WEIN (1969), BERGERAT & CSONTOS (1988), CSÁSZÁR (1992, 2002), FÜLÖP (1994), HAAS (1994), HÁMOR (1997), HAAS & HÁMOR (1998), BENKOVICS (1997) végeztek.

A két barlangot magába foglaló nagy tisztaságú Nagy-harsányi Mészkö Formáció kőzetét még ma is több helyen bányásszák és ezek a mesterséges feltárások jó lehetőséget nyújtanak a formáció vizsgálatára. A képződmény litológiai tagolásával NOSZKY (1957), FÜLÖP (1966), CSÁSZÁR (1989, 1992) foglalkozott, üledékképződési és fejlődéstörténeti rekonstrukcióját CSÁSZÁR (2002) készítette el.

A Beremendi-kristálybarlangról és a már folyamatban lévő vizsgálatokról TAKÁCSNÉ BOLNER (1986) készített beszámolót és írt rövid összefoglalót hazánk fokozottan védett barlangjainak kézikönyvébe (SZÉKELY szerk. 2003). Ugyanabban a könyvben találjuk a szintén TAKÁCSNÉ BOLNER által írt egyetlen eddig ismert publikációt a Nagy-harsányi-kristálybarlanggal kapcsolatban is. A terület hidrodinamikai helyzetével ALFÖLDI et al. (1977) foglalkozott, az áramlásrendszerek és a szerkezeti zónák kapcsolatáról TAKÁCSNÉ BOLNER & KRAUS (1989) tettek fontos megállapításokat. A felfelé áramló és hűlő termálvizek oldó hatásával általánosságban FORD (1988, 1995) foglalkozott, míg a különböző összetételű és hőmérsékletű vizek keveredésekor fellépő potenciális oldóhatást BÖGLI (1963, 1965), PLUMMER (1975) és BALÁZS (1966) írták le. A témáról jó áttekintést ad CULVER & WHITE (2005).

Hidrodinamikai helyzet és áramlási rendszerek a Villányi-hegység D-i előterében

A Nagy-harsányi-kristálybarlang orográfiailag kiemeltebb helyzetben van, mint a Beremendi-kristálybarlang. A Harsány-hegy kopár, erősen karsztosodott felszíne jelentős vízgyűjtő terület. A barlang bejárata 162 m Bf magasságban nyílik. A KvVM Barlangtani és Földtani Osztály felmérése alapján (1996) a K–Ny-i teremrendszer mélypontja a bejárat szintjénél 18–20 m-rel lejjebb található. A réteglap mentén húzódó keleti ág ma ismert legmélyebb pontja pedig kb. 58 m-rel van a bejárat szintje alatt. Ez a mélység összevetve a Beremendi-kristálybarlang termálvízszintjével, 10–15 m-rel feljebb van. A barlangban közvetlen termálvízes kapcsolat jelenleg nem ismert.

A Beremendi-kristálybarlangban ma is folyik vízszint-megfigyelés a Pro Natura Karszt és Barlangkutató Egyesület keretein belül (pl. Pro Natura 1998). A barlang ma is közvetlen kapcsolatban van a termálvízzel. Ennek megfelelően DUBLJANSKI (1989) definíciója szerint a területet termálkarsztnak nevezhetjük.

ALFÖLDI et al. 1977-es térképe nem különít el különálló karsztvízáramlási irányokat és rendszereket a Nagy-harsányi- és a Beremendi-pikkelyek között. Kútadatok alapján a Beremendi- és a Nagy-harsányi-pikkelyek karsztvízszintje közel azonos.

A Beremendi- és a Nagy-harsányi-kristálybarlang felfedezése

1984. november 12-én a BCM által működtetett beremendi mészkőbánya középű, 116-os szintjén, az ÉK-i fronton a fal tövében mintegy 1 m átmérőjű nyílás tárult fel. 1985 márciusára a barlang ismert vertikális kiterjedése 53 m-re, hossza 700 m-re nőtt, így a Dél-Dunántúl második leghosszabb barlangjává lépett elő.

A feltárással párhuzamosan rögtön elkezdődött a barlang részletes ásványtani (BOGNÁR & KISS, 1985), őslénytani (JÁNOSY és TOPÁL, in TAKÁCSNÉ BOLNER 1986) vizsgálata, és megkezdődtek a szerkezetföldtani és hidrogeológiai mérések is. A folyamatosan működő bánya miatt a barlang megmaradása kérdéses volt. A barlang alaprajzát és vetített hosszmetézetét KÁRPÁT (1985) készítette el. A barlang feltűnő szépsége miatt a Beremendi-kristálybarlang nevet kapta.

A Nagy-harsányi-kristálybarlang a Szársomlyó oldalában, a BCM kezelésében lévő harsány-hegyi mészkőbánya második szintjén nyílt meg 1994 áprilisában. A barlang bejárata 162 m Bf-en, Ny-i végpontja 140 m-en van. A K-i ág mélyszintje ma 104 m Bf-ig ismert, de a mai végponton nem a kőzet, hanem az érzékeny képződmények védelme szab határt a további kutatásnak. A barlang valós méretei 1995 nyarán váltak ismertté, majd 1996 folyamán a barlang felmért hossza meghaladta az 556 m-t. A felméréseket a KvVM Barlangtani és Földtani Osztályának megbízásából készítették.

A barlang K-i ágának bejárata körül nagy mennyiségű, jól osztályozott kőzettörmelék található. Ennek pontos eredete nem tisztázott, de biztosan antropogén eredetű. Ellenőrizhetetlen szájhagyomány szerint a hivatalos megismerés előtt már egy évtizeddel megnyílt a barlang, és ezzel a kőzettörmelékkel kívánták eltömdekelni. Ezen a részen, kőzetréseken keresztül ma is beszűrődik a napfény a barlangba.

A Nagy-harsányi- és a Beremendi-kristálybarlang formakincse

A két barlang formakincsének együttes tárgyalását az teszi indokolttá, hogy mindkét barlang kialakításában hidrotermás folyamatok vettek részt. A Nagy-harsányi-kristálybarlang kialakulásában emellett a tektonika szerepe szembetűnő.

A Nagy-harsányi-kristálybarlang formakincse

A Nagy-harsányi-kristálybarlang üregrendszerének hévizes eredete nem egyértelmű. A barlangjáratok két szinten helyezkednek el: felső szintet a teremrendszer, a mélyszintre, a réteglap menti omlászónák és zegzugos járatok jellemzik. A felső szintet égtájak és jellegzetes képződmények alapján osztottuk további egységekre. A következő részeket különítettük el:

— Ny-i nagyterem, aminek legnyugatibb része a Csontos-terem, ettől K-re nagy omlászóna van, amit a Vetős-terem követ.

— Átjáró rész, a barlang bejáratától a Ny-i nagyteremig terjedő rész.

— K-i ág, a barlang bejáratától K-re lévő egység, melynek felső szintjén a Csodák-terme található.

— K-i ág mélyszt (Cseppkőország).

A barlang tektonikai preformáltsága jóval szembe-tűnőbb, mint a környék más barlangjai (pl. a Beremendi-kristálybarlang) esetében. A Vetős-terem nevét is az ott található, közel 20–30 m²-es vetőkarcos falról kapta. A felső szintet nem a lekerekített, gömbölyded formák jellemzik, hanem a szögletes töréses formák és felületek. A réteglap menti elválások síklapjai, az ezekre közel merőleges szögletes rétegféjek, a cseppkőképződmények gazdagsága nem egy hidrotermás eredetű barlang képét tárja elénk. Ennek ellenére a hidrotermás tevékenység nyomai is megtalálhatók, elsősorban a mennyezeti részekben. A korróziós gömbfülkék több helyen őrzik a hidrotermás működés nyomait.

Az alsó szint a felső szintből egy réteglap mentén nyílik és hatol le meredeken (45–55° alatt), a rétegdőlésnek megfelelően gyakran széles omlászónákon keresztül a mélybe. Ez a mélyszt ma csak a K-i ágban ismert. A K-i ág formakincsében sokkal inkább megjelennek a hidrotermás nyomok (gömbfülkék, öblös oldásformák). Ezek közt gyakoriak az olyanok, melyek idős kalcitlélekbe maródtak bele. Megfigyeléseink alapján a mélyszt, egy réteglap menti tektonikusan preformált erős hidrotermás korrózió következtében alakult ki. A karsztos korrózió a réteglapok mentén fordított „d” alakú oldásformákat hozott létre.

Érdekes jelenséget figyeltünk meg a Nagyharsányi-kristálybarlang képződményeinek fényképezése közben. Az egészen fiatal legfelső bekérgeződések, a kőzetpedéseket kitöltő kalciterek sávosan foszforeszkálnak.

A Beremendi-kristálybarlang formakincse

FORD (1988) besorolása szerint a Beremendi-kristálybarlang a háromdimenziós járatrendszerű hévizes barlangok táborába tartozik. A FORD & WILLIAMS (2007) által leírt, csak hévizes barlangokra jellemző speciális bélyegek is megtalálhatók Beremenden:

- a háromdimenziós labirintus-szerkezet,
- a fluviatilis üledékek hiánya,
- a barlang nincs kapcsolatban a felszíni topográfiával,
- hidrotermás ásványkiválások jellemzik.

A barlangnak nemcsak térbeli szerkezete, hanem formakincse is hévizes eredetre utal. Meghatározók a lekerekített, gömbölyded felületek, a nagyméretű öblös oldásformák és az ezekből összeolvadt járatok. Gyakori formaelem a gömbfülke, amely általában 0,5–1,5 m sugarú fél- vagy harmadgömb. Gömbfülkék elsősorban a mennyezeti részekben találhatók. A közel zárt gömbfülkék nem jel-

lemzőek, de az összeolvadt gömbfülkékből kialakult spirálisan csavarodó, kürtöket alkotó füzérek igen. Különösen érdekesek azok az oldásformák, amelyek a kőzetet átszelő, vastag, vöröses színű, idős kalcitlélekbe maródtak bele.

Az üregrendszer fejlődéstörténete szempontjából fontos körülmény, hogy a járatok kupolás boltozatformái megszakítás nélkül folytatódna a több helyütt észlelhető breccszónákban is (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986).

A Beremendi-kristálybarlang termálvízének összetétele

A rendelkezésünkre álló adatok és saját méréseink (I. táblázat) alapján a következő megállapításokat tettük:

I. táblázat. A Beremendi-kristálybarlang termálvízén végzett kémiai elemzések adatai és oxigénizotópos értéke. (A vízkémiai vizsgálatok a Vituki Rt.-nél, a stabilizotópos mérések az MTA GKI-ban készültek.)

Table 1. Data of chemical analyses of Beremend Crystal Cave's thermal water and its oxygen-isotope value, made by Vituki Ltd and Hungarian Academy of Science Institute for Geochemical Research

| Fajlagos vezetőség | mikrosimens/cm | 665 |
|--------------------------|----------------|------|
| pH | | 7,54 |
| Kémiai oxigénigény KOIps | mg/l | 0,80 |
| Ammonium | mg/l | 0,06 |
| Nitrit | mg/l | 0,01 |
| Nitrát | mg/l | 197 |
| Klorid | mg/l | 50 |
| Szulfát | mg/l | 13 |
| Összes keménység (CaO) | mg/l | 159 |
| Kalcium | mg/l | 43,7 |
| Magnézium | mg/l | 42,5 |
| Nátrium | mg/l | 22,0 |
| δ ¹⁸ O értéke | ‰ | -8,8 |

— a beremendi bányaudvarban feltárt hévizes üregek vizében 1957-től 1984-ig eltelt idő alatt közel másfélszeresére (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986), majd 1998 decemberéig tovább növekedett a nitráttartalom, ami recens beszivárgásról tanúskodik,

— a Ca- és Mg-ionok közel azonos arányban vannak jelen, ami magyarázatot adhat egy hazánkban ritka ásvány, a huntit megjelenésére,

— a klorid iontartalom (talán az intenzív párolgás miatt) feldúsult,

— a „Nagy-tó” vizének δ¹⁸O értéke –8,8‰. Ez valószínűsíti egy idős és egy mai víz keveredésének lehetőségét.

Az Országos Közegészségügyi Intézet által végzett bakteriológiai vizsgálatok rendkívül magas Pseudomonas állományt mutattak ki. Koliform szervezetek szintén magas számban vannak jelen. A koliformok nem fekális eredetűek, magas számuk ilyen összetételű felszínközeli meleg vizekben nem kártevő (MÁRIALIGETI professzor szóbeli közlése, 1998).

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlang ásványai

A kristálybarlang elnevezés már utal a rendkívül dús ásványkiválásra. A különböző képződményeken végzett röntgen-pordiffrakciós vizsgálataink alapján (melyek az ELTE Ásványtani Tanszék Siemens D500-as diffraktométerével, Cu-sugarforrással készültek), és makroszkópos megfigyeléseink során 15 ásványt különböztettünk meg: kalcit, aragonit, huntit, ankerit, vasas dolomit, vasas magnezit, hematit/ goethit, szericit/illit, szmektit, gibbsit, kaolinit, klorit, kvarc, anortit, gipsz. Ezek között gyakoriságban mindkét kristálybarlangban a karbonátok dominálnak. Az ásványfajok bemutatásának sorrendjénél jelentőségüket, barlanggenetikai szempontokat, rendszertanukat és gyakoriságukat vesszük figyelembe.

Agyagásványok

A mindkét kristálybarlangot magában foglaló Nagy-harsányi Mészke Formáció >99,5%-a tiszta CaCO_3 (II. táblázat). A Nagyharsányi-kristálybarlangban kevés helyen figyelhető meg agyagfelhalmozódás. A K-i ág alsó részén szinte kizárólag repedéskitöltésekre szorítkozik az agyagok (vörös) előfordulása. A felső szinten már több helyen megtalálhatók az erős mállás okozta kérégek, de ezek a röntgen diffrakciós vizsgálat szerint a mállás ellenére is szinte tiszta CaCO_3 -ból állnak. A felső szint Ny-i végéről származó minta a következőket tartalmazta:

- kvarc,
- egy 10 Å-ös rétegszilikát (szericit/illit),
- kloritra utaló nyomok,
- szmektit,

— anortit (a maradék csúcsok alapján erősen bizonytalan).

Ez az ásványegyüttes biztosan nem a Nagyharsányi Mészke Formáció oldódási maradéka. Erre a kőzet oldási maradékán, a felületi málladékon és a repedéskitöltő anyagon elvégzett vizsgálatok (Rtg. Diff., OES) utalnak. Szintén külső behordásra utal a minta környezetében jelenlévő csontanyag is. Az agyag és a csontanyag behordódásának ideje a csontok alapján késő-pleisztocén–holocén (KORDOS László szóbeli közlése 1999), amikor a Csontos-terem feletti mennyezeten nyílás támadt a K–Ny irányú oldalelmozdulások hatására. Szericit/illitre utaló nyomokat a Beremendi-kristálybarlangban is találtunk.

Kalcit

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangban ez a leggyakoribb ásványkiválás. Formagazdagsága igen nagy. Optikai emissziós vizsgálataink alapján a mintákban lévő karbonátok nyomelemekben szegények, tiszták.

Cseppkő

(álló és függő cseppkővek, cseppkőlefolyások)

A Nagyharsányi-kristálybarlangban a befoglaló mészke csekély agyagtartalma kedvez az üregek kioldódásának és a cseppkőképződésnek. A járatrendszer felső szintjét (K–Ny-i teremrendszer) alig 10–12 m vastagságú, erősen tektonizált, meredek rétegdőlésű kőzet fedi. Ez a gyors átszivárgás és a szeszélyes csapadékeloszlás, valamint a legyalult vékony talajréteg miatt jelenleg nem biztosítja a folyamatos csepegést. Az összefüggő talajtakaró hiánya és a gyér növényzet miatt az ún. „talajhatás” (ZÁMBÓ, 1986) gyengén érvényesül. A felszín közelségét jelzi a Csontos-terem D-i

II. táblázat. Barlangi üledékeken, barlangi karbonátos mintákon és barlangi ásványokon végzett OES (Optikai emissziós spektroszkópia) mérések táblázatos értékei

Table II. Optical Emission Spectroscopy (OES) values of measurements made on cave sediments, cave carbonate samples and speleothems

| Minta szám | B | Ba | Co | Cr | Cu | Ga | Mn | N | Pb | Sr | Ti | V | Zn | Ag | As |
|------------|-----|------|-----|-----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|----|----|
| N12 | - | <100 | - | <10 | 10 | - | <10 | - | - | 400 | <16 | - | 100 | - | - |
| N13 | - | - | - | <10 | 10 | - | <10 | - | - | 160 | <16 | - | - | - | - |
| B1 | - | - | - | <10 | 10 | - | <10 | - | - | 250 | <16 | - | - | - | - |
| B2 | - | <100 | - | <10 | 16 | - | <10 | - | - | 400 | <16 | - | - | - | - |
| B7 | - | <100 | - | <10 | 16 | - | <10 | <10 | - | 600 | <16 | - | - | - | - |
| N7 | - | <100 | - | <10 | 16 | - | <10 | - | - | 100 | <16 | - | - | - | - |
| B8 | <10 | <100 | - | <10 | 16 | - | <10 | - | - | 400 | <16 | - | - | - | - |
| B4 | <10 | 160 | <10 | 25 | 16 | 10 | 400 | 16 | 10 | 100 | 250 | - | - | - | - |
| B14 | 10 | <100 | - | 10 | 16 | - | 250 | <10 | <1 | 300 | <16 | - | - | - | - |
| N8 | 16 | <100 | 16 | 40 | 60 | 16 | 100 | 40 | 15 | 160 | 600 | - | - | - | - |
| B13 | 16 | <100 | 16 | 100 | 40 | 16 | 600 | 40 | 25 | <10 | 500 | 60 | 160 | - | - |
| N2 | <10 | <100 | - | - | 16 | - | <10 | - | - | 600 | <16 | - | - | - | - |
| UB1 | - | - | - | <10 | 16 | - | <10 | - | - | 100 | <16 | - | - | - | - |
| UB2 | - | - | - | <10 | 10 | - | <10 | - | - | 160 | <16 | - | - | - | - |
| UB3 | - | - | - | <10 | 16 | - | <10 | - | - | <10 | <16 | - | - | - | - |
| N5 | 60 | 400 | 10 | 100 | 25 | 16 | 600 | 40 | 20 | 160 | 400 | 100 | 160 | - | ny |
| B6 | 60 | 1000 | 10 | 160 | <10 | 25 | 400 | 25 | 40 | 600 | 1% | 160 | 250 | 6 | ny |

mennyezeti részén megjelenő növényi gyökérzet is, amelynek gyökérlégzése az évszakos váltakozásnak megfelelően, a még zárt barlangrészekben CO_2 dús környezetet biztosít.

A K–Ny-i felső teremrendszer igen gazdag idős, nagyméretű (akár derékátmérőjű) álló cseppkővekben. Ezek egy része a bányarobbantások miatt (ezt igazolja friss törési felületek), más részük valószínűleg szerkezeti mozgások miatt (egyes törési felületeken borsókö kiválások figyelhetők meg) gyakran törött. A törési felületeket sokhelyütt borítják borsókövek. Az idős cseppkőves képződmények színe csak a friss törési felületeken vizsgálható, mert minden oldalról vagy fiatalabb lefolyások, vagy borsókövek takarják (I. tábla, 1–2.). A törési felületeken látható, hogy színük zónásan változik, a mindenkori Fe–Mn-tartalom és a behordott agyag függvényében. Az idős, korrodált cseppkőveknél fiatalabb, áttetsző, halvány kávébarna színű, ökölnyi átmérőjű cseppkővek már egy megelőző borsókögenerációra nőttek rá. Ezek a barlangban sok helyen ma is fedő képződmények. A merőben eltérő morfortípusok egy-egy cseppkőképződési fázist képviselnek.

A barlang gazdag viszonylag gyorsan növekedő szalmacseppkővekben. Ezek a közelben működő bánya robbantási rezgéseire ellenére akár 1–1,5 m hosszúságúak is lehetnek.

A Beremendi-kristálybarlangban a tónál találhatók cseppkővek. Ezeket gyakorlatilag minden oldalról vastag borsókökiválás vonja be. A barlang védettsége miatt vizsgálatukra nem kaptunk engedélyt.

Barlangi borsókö

Mindkét barlangra a borsókö borítottság a jellemző. Törékeny kinézetüknek és csengésüknek köszönhető a barlang különleges hangulata. A K–Ny-i teremrendszer központi és Ny-i termében az aljzatot teljesen lefedik, és az oldalfalakat is változó magasságig borítják.

A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangból származó borsókömintákban röntgen-pordiffrakciós vizsgálattal csak kalcitot tudtunk kimutatni, aragonitot nem. Vékonycsiszolatos vizsgálatuk során sem találtunk aragonitra utaló jeleket. Ezek már eredetileg kalcitként váltak ki, vagy már maradéktalanul átalakultak. Erre az aragonitrácsba beépülő Mg katalitikus hatása ad lehetőséget. Geológiai szempontból gyorsan, néhány ezer év alatt is végbemehet ez a folyamat (LEÉL-ÖSSY Sz. 1997). Megfigyelhető volt azonban koncentrikus szerkezetű, a különböző vastagságú zónák egymásutánisága és színbeli eltérése is. A borsókö KRAUS (1991) által elkülönített 13 változata közül több is előfordul itt.

Közönséges borsókö. A Beremendi-kristálybarlangban ez a leggyakoribb típus, de a Nagyharsányi-kristálybarlang alsó szakaszán is több helyen fedi a kőzetfelületet. Az ilyen helyeken diónyi–öklömnyi halmazokat alkot, és a halmazok között is borsószem nagyságú, hófehér képződmények borítják a falat. Több helyen megfigyeltük, hogy az ilyen típusú képződmények a barlang falán csak egy bizonyos szintig terjednek. LEÉL-ÖSSY S. (1957) és KRAUS (1991) szerint ezek idős képződmények, melyek a járatokat összefüggően kitöltő melegvízből váltak ki. Az újabb publikációk ezt a kiválás típust légtérkes képződményként írják le

(pl. FORD 1995, HILL & FORTI 1997). A borsókö kiválások gyakran rendeződnek vonalakba. Ez hajdani beszivárgó helyeket jelöl, és valószínű, hogy a kiszellőztetés javulás, ill. a vízbeszivárgás csökkenése miatt megnőtt a párolgás szerepe. Ilyenkor nem cseppkö, hanem borsókö válik ki. (KRAUS szóbeli közlés, 2010). Ez lehet a Nagyharsányi-kristálybarlangban is a cseppkö-borsókö váltakozás magyarázata. A Nagyharsányi-kristálybarlangban ezt a szinthez köthető kiválást nem figyeltük meg.

Szögletes borsókö. A Beremendi-kristálybarlang gazdag kiválásai között a TAKÁCSNÉ BOLNER (1981) által leírt képződménytípus is megjelenik. A hófehér, messzebből gömbszerűnek tűnő képződményt 0,5 cm alatti élhosszúságú romboédere lapok határolják. A nem sugaras felépítésből arra következtettek, hogy ezek melegvízből váltak ki (TAKÁCSNÉ BOLNER 1981, LEÉL-ÖSSY Sz. 1997). Ma már ezeket is inkább légtérkes kiválásnak tartják mind a külföldi (HILL & FORTI, 1997), mind a hazai szerzők (TAKÁCSNÉ BOLNER Katalin szóbeli közlése 2009). Ezzel ma már magunk is egyetértünk. (Ilyen típust a Nagyharsányi-kristálybarlangban nem észleltünk).

Korall borsókö. HILL & FORTI (1997) nevezéktanát alkalmazva, ezek apró, vékony, kusza, elágazó halmazokból állnak. Ilyen képződményt láttunk 1984-ben a Beremendi-kristálybarlang bejáratí részén. Sajnos, ez a képződmény ma már nincs a barlangban. A Nagyharsányi-kristálybarlangban a K-i ág mélyszintjén több helyen is találtunk ilyen morfológiájú borsóköveket.

Cseppkö borsókö. A Nagyharsányi-kristálybarlang Ny-i termének középső omlászónájában található ez a LEÉL-ÖSSY Sz. (1997) által leírt morfortípus. Itt is cseppkőves környezetben jelennek meg ezek a szokatlanul nagy, 2–5 cm átmérőjű, gömbös szerkezetű borsókövek.

Üveggömb borsókö. Elsősorban a Nagyharsányi-kristálybarlangra jellemző képződmény. A mennyezeti zónát és az oldalfalak felső harmadát kivéve gyakorlatilag mindenhol megtalálható ez a LEÉL-ÖSSY Sz. (1997) által elnevezett képződmény. Sárgásbarna színű, üvegszerűen áttetsző, a közönséges borsóköknél sokkal szabályosabb, gömbszerű kiválás. Képződése a telített, hideg vizes oldatokat lefolyás közben ért mechanikai hatásnak tulajdonítható.

Borsóköoszlop (HILL & FORTI nevezéktana szerint logomit). Ez a különleges képződmény a Nagyharsányi-kristálybarlang K-i ágának felső részében (a Csodáktermében) és a végpont környékén fordul elő. Az akár 20–30 cm magasságú, cseppköoszlop habitusú képződményt különleges belső szerkezete miatt különböztetjük el. Szerkezete abban tér el az eddig megismert borsókö típusoktól, hogy mind kifelé, mind pedig a belső üregben befelé sugaras megjelenésű. A képződmény egésze hálózatos szerkezetű, egyes alkotóelemei leginkább az üveggömb borsókö típushoz hasonlítanak. Képződésükért a lecepegő víz kemizmusának megváltozása lehet felelős. A kialakult borsóköhalmazt agresszív becepegő vizek (általában) közepén kioldották, majd ebben a belső eróziós üregben ismételt borsókö kiválás indult meg, de most már középpontos szimmetriával. A Beremendi-kristálybarlangban nem fordul elő.

Több generációs kalcitkéreg

A Beremendi-kristálybarlangban nem jellemző, ahol találtunk ott is meglehetősen korrodált állapotban volt. A Nagyharsányi-kristálybarlangból több helyről gyűjtöttük be ezt a képződményt (1. tábla, 3.). Ez a meleg vízű tavak oldalában-aljában, a vízfelszín közelében kiváló kéreg nem azonos a nemzetközi szakirodalomban flowstone-nak nevezett, légtér üregben kialakult cseppkőfolyással (ellentétben LEÉL-ÖSSY Sz. 1997 álláspontjával). A vágott felületeken jól látható a néha több cm vastag és a mm-es zónák váltakozása. Ehhez hasonló szerkezetű, de eltérő genetikájú ráfolyás (cseppkőfolyás) fedi a Ny-i ág Csontos-termében lévő csontanyag egy részét is. Az ilyen típusú képződmények korának ismerete fontos lehet a barlang keletkezésének meghatározásakor, mert ezek általában az első, befoglaló kőzetet fedő képződmények (DUBLJANSKI 1995). A Nagyharsányi-kristálybarlangban felületük ma erősen korrodált.

Telérkalcit

A telérkalcit-előfordulások a nagyméretű barlangrendszer kialakulásánál idősebb képződmények. A befoglaló Nagyharsányi Mésző Formációnak ezen zónájában extrém vastagságot is elérhetnek. A repedés, hasadék oldalával közel párhuzamos, hajladozó lefutású, tömör szövű telérkalcitkéreg a folyamatos mozgást követve, akár 1–1,5 m vastagok is lehetnek. A vastag zónák gyakran különböző színű sávokból tevődnek össze. Színük a teljesen színtelen átlátszótól a hófehéren keresztül a vörösig változhat. Ezekbe gyakran egész gömbfülkerészletek is belemaródtak. A belemaródások helyén a felületek szálasan, tűszerűen széthullanak (a Nagyharsányi-kristálybarlangban ez általános, de a Beremendi-kristálybarlangban is előfordul).

Aragonit

A Beremendi-kristálybarlangból BOGNÁR & KISS (1985) ismertette először az aragonitot. Makroszkópos megfigyeléseink és röntgenvizsgálataink is több helyen igazolták az aragonit jelenlétét (1. tábla, 4–5.). Elemzésünk szerint alkotóeleme a járatok alját borító mosóporszerű, huntitos törmeléknek is. Az aragonitot a Nagyharsányi-kristálybarlangból is sikerrel mutattuk ki (VIGASSY 1999). Önállóan is megjelenik, elsősorban a K-i ág mélysztíjén. Védett zugokban, az 1–2 cm átmérjű sündisznószerű félgömbök mellett, a fenyőfaserűen elágazó nagyobb kristályok és a visszaoldott tűhegyek is jól megfigyelhetők.

Dolomit, vasas dolomit

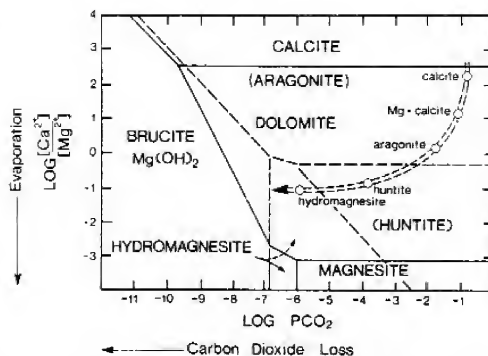
A Beremendi-kristálybarlangban a Mosóporos-ág képződményei között jelenléte valószínű (BOGNÁR 1985), de méréseink során a „mosóporos” mintákból nem tudtuk kimutatni. A Nagyharsányi-kristálybarlangban (K-i ág, mélyszint), fehér poranyagú törmelék mintában vasas dolomitot mutattunk ki.

Magnezit, vasas magnezit

A magnezit egy vasdús változatát a Beremendi-kristálybarlang Mosóporos-ágából származó mintában sikerült kimutatni. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat a morzsalékos anyagban, a tömeges huntit mellett kimutatási határhoz közeli mennyiségben jelzi ezt az ásványt.

Huntit

A Beremendi-kristálybarlang nagy szenzációnak számító felfedezése után, 1986-ban BOGNÁR László egy innen származó mintából írta le hazánkban (KOBLENCZ & NEMECZ 1953 után) másodikként ezt az ásványt (Azóta megtalálták már a József-hegyi, a Szemlő-hegyi-barlangban, valamint a 2007-ben felfedezett Citadella-kristálybarlangban is). A barlang több helyéről származó mintákban is találtunk huntitot. Közülük a borsókő felületéről gyűjtött minta csaknem teljes tömegében huntit. A Nagyharsányi-kristálybarlangból még 1998-ban elsőként nekünk sikerült kimutatni a huntit jelenlétét (VIGASSY 1999), szintén borsókő felületéről gyűjtött mintákban (Lényegében egyidőben TÓTH 1998 munkájával). Megfigyeléseink és méréseink szerint a huntit függőleges, vagy már áthajló borsókővel borított felületeken, a borsókő csúcsán található aragonit társaságában. A hévizes



1. ábra. A barlangi hidrotermális folyamatok végső fázisát indikáló huntit keletkezési körülményeit bemutató fázisdiagram (FORD & WILLIAMS 2007 nyomán)

Figure 1. Phase diagram showing circumstances of origin of the huntite (after FORD & WILLIAMS 2007)

eredetű aragonit és a hidrotermális kristályosodás utolsó termékeként megjelenő huntit a Mg-ionban dús barlangi aerosolból válhatott ki. Kiválási körülményeit az 1. ábra mutatja be.

Gipsz

A Nagyharsányi-kristálybarlang K-i ágában az alsó szakaszon sikerült gipszet is találnunk. Mennyisége csekély, 1–2 m²-es felületen 1–2 mm-es bekérgezett alkot.

Más, műszeresen kimutatott ásványok

A kvarc szennyezőként több mintában is megjelenik. A Beremendi-kristálybarlang bejáratánál gyűjtött bauxitszerű mintában a kalcit mellett *gibbsit* és *kaolinit* fordul elő. Ez az ásványos összetétel nem azonosítható a Harsányhegyi Bauxit Formációval, hanem a CSÁSZÁR & FARKAS (1982) által leírt felsőbb bauxitszinttel hozható kapcsolatba. Fő jellemzője, hogy bauxitásványként túlnyomórészt gibbsitet tartalmaz. Ez a minta tartalmaz még makroszkóposan észlelhető *goethitet* is.

A Nagyharsányi-kristálybarlang Csontos-termében az ÉNy-i fal tövéből származó agyagos minta *klorit* fázisra és *anortita* utaló nyomokat tartalmaz. Eredetük feltehetően terrigén, de pontosabb származási helyük nem tisztázott. Az egyik, csaknem teljesen tiszta huntitos mintában *ankeritre* utaló csúcsokat is észleltünk.

Stabilizotópos vizsgálatok

A Beremendi- és Nagyharsányi-kristálybarlangokban folytatott vizsgálataink során több, makroszkóposan és mikroszkóposan hasonló megjelenésű képződménytípuszt különítettünk el. A csupán morfológia alapján történő osztályozás nem ad lehetőséget genetikai következtetések levonására, ezért ennek kiegészítésére stabilizotópos elemzéseket végeztünk.

Vizsgálatainkban a különböző morfolópusú borsókövek és azok zónái között próbáltunk különbséget tenni, illetve egy, a Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő zónánkénti vizsgálatát végeztük el.

Analitikai módszerek

A pormintákat a MCCREA (1950) valamint DEMÉNY & FÓRIZS (1991) által leírt módszer szerint készítettük elő. Az előkészítés során a karbonátminták feltáráshoz vízmentesített foszforsavat használtunk. A keletkező szén-dioxidot vákuum-desztillációval tisztítottuk tovább. A $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ és $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányok meghatározását az MTA Geokémiai Kutatóintézetének Stabilizotóp Laboratóriumában egy Finnigan MAT delta S tömegspektrométerrel végeztük. A mért értékeket a V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) standardhoz viszonyítva ‰-ben adtuk meg az alábbi összefüggés alapján:

$$\delta = (R_1/R_2 - 1) \times 1000$$

ahol R_1 és R_2 a mintában, illetve a standardban mért izotóparány. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ adatok reprodukálhatósága jobb, mint $\pm 0,15\%$.

A $\delta^{13}\text{C}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket befolyásoló tényezők és folyamatok

A barlangi kiválások szén- és oxigénizotóp-arányát több tényező is befolyásolja. A karsztos korrózióban elsősorban a

szénsavas oldás vesz részt (a szerves savak oldó hatásától most eltekintünk). Ennek megfelelően a felszínre hulló és a talajba beszivárgó csapadék, majd a karsztba bejutó vizek mind különböző helyekről és módon veszik fel a széndioxidot (MAHLER et al. 2004). A barlangi karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ értékét elsősorban az alábbi folyamatok befolyásolják (a víz útját követve):

1. Légköri CO_2 , $\delta^{13}\text{C}$ értéke -7% -es (KEELING 1958).
2. Felszínre lehulló és beszivárgó csapadék, átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értéke -12% (DEÁK 1995).
3. A beszivárgó vizek a talajban felveszik az ott termelt biogén eredetű (gyökérlégzésből, biológiai aktivitásból származó) CO_2 -t, így az oldott anyag szénizotóp összetétele erősen negatív irányban tolódik el.
4. A savas pH-jú víz megkezdí a talajkarbonátok, majd a kőzet oldását. A karsztos területek többségét tengeri karbonátos kőzetek alkotják, melyek szénizotóp-összetétele 0% körüli (HOEFS 1987), ezért a beoldott karbonát az oldat szénizotóp-összetételét a nulla érték felé tolja el.
5. A párolgási folyamatoknak igen nagy jelentőségük van nyílt rendszerek esetében. A felszínre hulló csapadék beszivárgási valószínűségét a felszíni párolgási viszonyok határozzák meg. Zárt barlangi térben (ahol a páratartalom megközelítőleg mindig maximális) a párolgás nem meghatározó jellegű.
6. A karsztrendszerekbe beszivárgó vizek oldó hatást kifejtve oldják a karbonátos kőzeteket. A keletkezett üregek, járatok, járathálózatok (barlangok) falán a kőzetből kilépő víz jelentősen megváltozott körülmények közé kerül (nyomás és hőmérséklet tekintetében). A fizikailag oldott (tartozékos) CO_2 eltávozhat, ami karbonátkiváláshoz vezet. A távozó CO_2 ^{12}C -ben dúsul (FRIEDMAN & O'NEIL 1977), ami a visszamaradó oldat, majd az abból kicsapódó karbonát szénizotóp-összetételét pozitív irányba tolja el.

7. Termálvizek esetén az oldatok több, a bezáró kőzetből kioldott karbonátot tartalmaznak, ami az oldat $\delta^{13}\text{C}$ értékének pozitív irányba történő eltolódását eredményezheti.

A szeleotetmák és azok elkülönülő zónáinak $\delta^{18}\text{O}$ értékeit alapvetően két tényező határozza meg:

1. Idősoros mérések alapján a beszivárgó víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke $1\text{ }^\circ\text{C}$ -os átlagos klímaromlás hatására $-0,4\%$ -el tolódik el [$\delta^{18}\text{O} = 0,37 \cdot T - 12,8$] [$T = ^\circ\text{C}$ -ban] (DEÁK 1995).
2. A barlangi kiválási hőmérséklet alapvetően meghatározza a kalcit-víz rendszerben a frakcionációs tényezőt, aminek hőmérsékletfüggésére FRIEDMAN & O'NEIL (1977) a következő képletet adta meg:

$$\Delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}_{\text{kalcit}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{víz}} = 2,78 \cdot 10^6 / T^2 - 2,89$$

Ebből következően átlagos havi hőmérsékletekkel számolva $1\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékletcsökkenés $+0,2\%$ -es eltolódást eredményez a kiváló kalcitban. Ez az összetételváltozási becslés összhangban van SCOFFIN (1987) eredményeivel, amelyek szerint minden 1% -es $\delta^{18}\text{O}$ értékváltozás $4,3\text{ }^\circ\text{C}$ -os kiválási hőmérsékletkülönbségnek felel meg. Mint látható a két tényező egymás ellen hat. Az eltolódások mértéke azt mutatja, hogy klímaváltozás esetén a kiváló kalcit $\delta^{18}\text{O}$ eltolódását a víz oxigénizotóp-összetételének változása szabja meg.

Az adatok tárgyalásakor a felszíni eredetű csapadékvíz mellett figyelembe kell venni a hidrotermás rendszerek hatását is. A hőhatás a barlang felső zónáját két irányból is érheti. Ezek hatását az oxigénizotópos görbéken követhetjük nyomon. A szénizotópos összetétel változásáért elsősorban az oldott C eredete és a külső környezet, a klíma a felelős. A klímaváltozás jelentős mértékben befolyásolja a mindenkor növényzetet és a talaj termelt biológiai eredetű CO_2 -jének a mennyiségét. Azonban a klímaváltozás hatása ennél jóval összetettebb. A fent említett módon túlmenően a klímaváltozás a csapadék átlagos hőmérsékletének megváltozásán keresztül az oxigénizotópos összetételt is befolyásolja. A klímaváltozás hosszabb távon a termálvízszintmozgásokat is befolyásolhatja a beáramló csapadék mennyiségi és időbeli eloszlásának megváltozásával. Eszerint egy hosszabb szárazabb periódus a termálvízszintet csökkentheti. A csökkenő termálhatás a kiválási hőmérsékletet befolyásolva állandó vízösszetétel mellett a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ értékének pozitív irányú eltolódását eredményezi.

Mérési eredmények, az adatok értelmezése

A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő zónánkénti vizsgálata során a kapott $\delta^{18}\text{O}$ értékek $-11,6\text{‰}$ és $-10,4\text{‰}$, a $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-10,7\text{‰}$ és $-7,2\text{‰}$ között szóródnak. A Beremendi-kristálybarlangban korlátozottabb volt a mintavételi lehetőség. Ezen minták vizsgálata során kapott $\delta^{18}\text{O}$ értékek $-10,4\text{‰}$ és $-8,6\text{‰}$, a $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-9,2\text{‰}$ és $-8,9\text{‰}$ között mozognak. A kristálybarlangokból származó borsóköveken elvégzett vizsgálatokból származó $\delta^{18}\text{O}$ értékek $-11,4\text{‰}$ és $-9,5\text{‰}$ között, míg a $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-9,9\text{‰}$ és $-8,4\text{‰}$ között szóródnak. Ezeket az adatokat a III. táblázat és a 2–3. ábra szemlélteti.

Borsókövek, bekérgezések

A BERE1-2-3-as mérési adatok a Beremendi-kristálybarlang egy többgenerációs képződményéből származnak. A BERE1-es zóna az alapkőzetre nőtt rá borsóköveknek megfelelő morfológiával, ezt egy több rétegből álló bekérgező kalcitelfolyás borítja be (BERE2). A minta legkülső, a barlang légtere felé eső részét adja a BERE3-as minta.

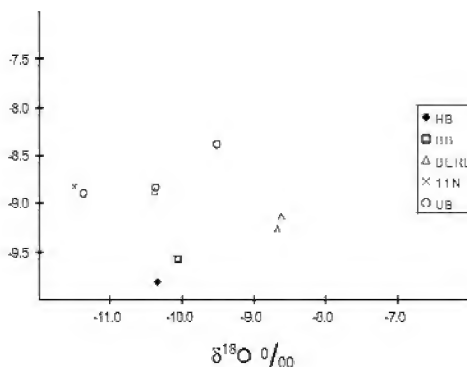
Mint láttuk, az oxigénizotópos összetételbeli változásokat egyrészt a kiválási hőmérséklet, másrészt a vízösszetétel változása — tehát a felszíni klíma változása — okozhatja. Számításaink alapján a $-1,7\text{‰}$ -es $\delta^{18}\text{O}$ -eltolódást egy $4,5\text{--}5\text{ °C}$ átlagos klímaromlás okozhatja. Tehát a BERE1-2-es mintához képest a BERE3-as minta a felszínről behatoló vízkomponens változását tükrözi. A klímaromlás csökkenti a biológiailag termelt CO_2 mennyiségét is, ami magyarázatot ad a $\delta^{13}\text{C}$ pozitív irányú elmozdulására is a keletkező kalcitban.

A $\delta^{18}\text{O}$ negatív irányú elmozdulását megnövekedett termálhatás (számításaink alapján $+8,8\text{ °C}$ -os kiválási hőmérsékletemelkedés) is okozhatja, mert a kalcit-víz rendszer frakcionációs értéke megnövekedett hőmérsékleten kisebb lesz (O'NEIL et al. 1969, FRIEDMAN & O'NEIL

III. táblázat. A Beremendi- és a Nagyharsányi-kristálybarlangból származó karbonátos mintákon elvégzett, stabilizotópos mérési eredmények (MTA Geokémiai Kutatóintézet)

Table III. Stable isotope data of the carbonatic samples from crystal caves of Beremend and Nagyharsány (Hungarian Academy of Science Institute for Geochemical Research)

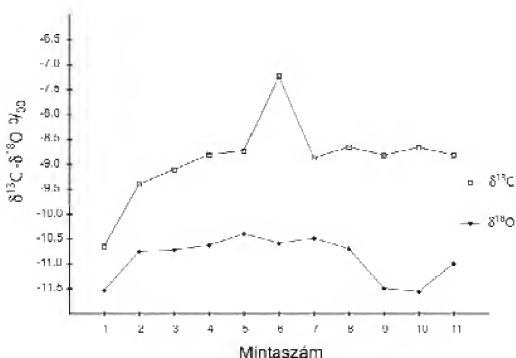
| Mintaszám | $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ | $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ |
|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| 1N | -11,5 | -10,7 |
| 2N | 10,8 | 9,4 |
| 3N | -10,7 | -9,1 |
| 4N | 10,6 | 8,8 |
| 5N | -10,4 | -8,7 |
| 6N | 10,6 | 7,2 |
| 7N | -10,5 | -8,9 |
| 8N | 10,7 | 8,7 |
| 9N | -11,5 | -8,8 |
| 10N | 11,6 | 8,7 |
| BERE1 | -8,6 | -9,1 |
| BERE2 | 8,7 | 9,2 |
| BERE3 | -10,4 | -8,9 |
| BB | 10,0 | 9,6 |
| BBB | -3,1 | 3,3 |
| UB1 | 10,4 | 8,8 |
| UB2 | -9,5 | -8,4 |
| UB3 | -11,4 | -8,9 |
| HB | 10,3 | 9,9 |
| 11N | -11,0 | -8,8 |



2. ábra. A Beremendi- és a Nagyharsányi-kristálybarlangból származó, feltehetően hidegvizes eredetű képződmények $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ méréseinek diagramja. Jelmagyarázat: HB = hidegvizes borsókő, BB = közönséges borsókő Beremendről, BERE = kalcitelfolyás különböző zónái Beremendről, 11N = Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő legkülső bekérgezése, UB = „üvegömb borsókő” egymást követő zónáinak mérési eredményei

Figure 2. Diagram of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ measurements on formations of the Beremend and Nagyharsány Crystal Caves originated from presumably cold water

Legend: HB = popcorn from cold water, BB = ordinary popcorn from Beremend, BERE = different zones of flowstone from Beremend, 11N = outer encrustation of dripstone from Nagyharsány, UB = results of measurements of following zones of "glassball popcorn"



3. ábra. A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő, belülről kifelé haladó, zónánkénti vizsgálatának eredményei (MTA Geokémiai Kutatóintézet).

Figure 3. Results of investigations of dripstones zone by zone inside moving out (Hungarian Academy of Science Institute for Geochemical Research)

1977). Ez a megnövekvő termálhatás a szénizotóp pozitív irányú elmozdulását is indokolhatja, mert a kiválási környezetben jelenlévő vízben több lesz a termálvizes, mészkőoldódásból származó komponens.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{kalcit}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{víz}}) + 0,10 (\delta^{18}\text{O}_{\text{kalcit}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{víz}}).$$

Más a helyzet az UB1, UB2, UB3-as minták esetében. Ezek a borsókövek az úgynevezett „üveggömb” borsókövek. A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó képződmény morfológiailag különböző, három egymást követő zónáját mintáztuk meg. Itt a morfológiai különbözőséget a mért értékek is jelzik. Az UB1-es belső zóna izotópos összetételét kialakító környezetet alapul véve, az UB2 zóna kalcitja pozitív $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eltolódást okozó környezetben jött létre. A pozitív $\delta^{13}\text{C}$ eltolódás oka a biológiai eredetű CO_2 mennyiségének csökkenése, míg a pozitív $\delta^{18}\text{O}$ változás az oldat ^{18}O -dúsulásának és vagy a kiválási hőmérséklet csökkenésének tulajdonítható. A kiválási hőmérséklet csökkenése a felszíni csapadékvíz mennyiségének növekedéséhez vagy klímaromláshoz köthető, ami viszont az oldat negatív irányú $\delta^{18}\text{O}$ elmozdulását jelentené. Mindezek alapján a legvalószínűbb magyarázatot a csapadékvíznél pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékkel jellemzett (a Beremendi-kristálybarlang termálvizének $\delta^{18}\text{O}$ értéke $-8,8\text{‰}$) termálvíz feláramlása adhatja meg, ami a pozitív $\delta^{13}\text{C}$ változást is magyarázhatja. Morfológiai megfigyeléseink is a termálvíz-szint oly mértékű megemelkedését sejtetik, hogy az UB2-es zóna az egykori termálvízszint szintjében keletkezett (tányér, tálcaszerű morfológia).

Az UB3-as zóna kalcitjának $\delta^{13}\text{C}$ értéke megegyezik az UB1-es zónáéval, tehát az eredeti (UB1-es zónának megfelelő) csapadékvíz-termálvíz arány állhatott vissza. A $\delta^{18}\text{O}$ érték negatív eltolódását a negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékű csapadékvíz és a visszavonuló termálvíz által megemelt hőmérséklet együttes hatása okozhatta.

A 11N jelű minta, amit az általunk vizsgált cseppkő felületéről gyűjtöttünk, stabilizotópok szempontjából igen

jól közelíti az UB3-as zóna értékeit ($\delta^{13}\text{C} = -8,8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -11,0\text{‰}$). A fizikai közelség és a makroszkópos hasonlóság is a képződési környezet hasonlósága mellett szól.

Ezekhez képest a BB jelű borsókő, amit tipikusan légtérnek tartanak (FORD 1995), ^{13}C -ben szegényebb környezetet jelez ($\delta^{13}\text{C} = -9,6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -10,0\text{‰}$). A párolgási folyamatok (hasonlóan a kigázósodáshoz) a tömegarányok miatt elsősorban a szénizotóp-összetételt befolyásolják. A párolgás folyamán a gázfázis az oldathoz képest több könnyű izotópot tartalmaz. A pára kicsapódása után ismét párolgás szükséges, hogy az ásványkiválás megindulhasson. Ez a párolgási frakcionáció alakíthatja ki a BB jelű minta $\delta^{13}\text{C}$ értékét. Hasonló folyamatok alakíthatták ki a HB jelű minta (hidegvizes borsókő) izotópos értékeit ($\delta^{13}\text{C} = -9,9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -10,3\text{‰}$) de más körülmények között. Míg a BB jelű borsókövet kialakító közeg termálvíz eredetű, addig a HB (hideg vizes borsókő) jelű minta felszíni eredetű vizekből vált ki. Erre a következtetésre elsősorban a terepi megfigyeléseink utalnak, de a mért értékek ezt alátámasztják. A HB jelű borsókőtípus ugyanis elsősorban cseppkőves környezetben fordul elő.

Az ásványkiválást megelőző párolgás jelentős mértékben eltolhatja a kiváló kalcit izotópos összetételét. Ugyanakkor ennek vizsgálatát a jelenleg rendelkezésre álló mintaszám nem teszi lehetővé, így a BB és a HB jelű mintákban észlelt stabilizotópos értékek más módszert (terepi megfigyelést) figyelmen kívül hagyó magyarázata csak hipotézis értékű lenne.

Cseppkő

A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkődarabon zónánként végeztük el a vizsgálatot. A megmintázott zónák $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeit a 3. ábra mutatja be. A szénizotópos összetétel a cseppkő központi részétől kifelé haladva kezdetben erősen emelkedik, a 6N számú minta (zónában) erősen megugrik, majd ezt követően hibahatáron belül ingadozik. A 6N zóna jelentős eltérését nem mérési hiba, hanem egy hirtelen esemény okozhatta. Erre utal az oxigénizotóp nem jelentős eltérése is.

A növekvő $\delta^{13}\text{C}$ értéket az 1N zónától az 5N zónáig a gyökérlégzésből származó CO_2 csökkenő hatásának tulajdonítjuk. A 6N minta szénizotópos összetétele jelentős eltérést mutat. Ha az oldat gyökérlégzésből származó CO_2 -ot is tartalmaz, akkor a beoldott tengeri mészkő 0‰ körüli szénizotópos összetételét a gyökérlégzésből származó szén-dioxid negatív irányban tolhatja el. Ez több módon is adódhat:

1. A 6N minta időtartamát reprezentáló időre tényleg olyan mértékben lecsökkent a biológiai aktivitás, hogy csak -7‰ -ig tolja el a beoldott tengeri eredetű mészkő izotópos összetételét. Ezt azonban nem tartjuk valószínűnek, mert az oxigénizotóp-összetétel nem jelez jelentős változást és a környező zónák ilyen változásra nem utalnak.

2. Véleményünk szerint valószínűbb megoldást jelent, hogy a beszívargó víz izotópos összetétele a talajlevegőből a biológiai eredetű szén-dioxid felvétele után a közet repedéshálózatába kerülve fokozatos izotópelmozdulást szenved. Ez a víz, ami a 6N zóna kiválását okozhatta, jóval hosszabb időt

tölthetett el a kőzet belsejében, így több ideje volt izotópcserére a bezáró kőzettel. Egy hirtelen esemény (pl. tektonikai mozgás) hatására a felnyílt hasadékokban utat talál a barlang belseje felé, ahol kicsapódott belőle a karbonát.

A 6N mintát követő zónákban a $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-8,8\text{‰}$ -es érték körül mozognak, ami stabil környezetre utal.

A Kárpát-medencében a pleisztocén–holocén folyamán lezajlott klímaváltozások hűvös–száraz meleg-csapadékos periódusokkal jellemezhetők. Ha csökken a csapadék, csökkenni fog átlételesen a mindenkor karsztvízszint is, ami a hidrotermás bázist is lesüllyeszti. Tehát a barlang felsőbb zónáiban a normál hideg vizes képződmények (cseppkövek, hideg vizes borsókövek) lesznek az uralkodóak. Ilyen változást tükrözhet az 1N zónától 5N zónáig tartó emelkedés, majd a 10N zónáig tartó csökkenés a $\delta^{18}\text{O}$ görbén.

A Nagyharsányi-kristálybarlangból származó cseppkő-minta legkülső zónáját képező bekérgezés más típusú. A 11N zónát a cseppkővet bekérgező borsókőszerű képződmény alkotja. Ennek szénizotópos összetétele hasonló mind a BERE1, BERE2, UB1, UB2, UB3 értékekhez, de az oxigénizotóp-összetétel tekintetében leginkább az UB3-as üveg-gömb borsókő mintához hasonlít (lásd feljebb).

A képződmények stabilizotópos összetételéből fontos információt kaptunk a genetikai környezetre. Részletes további vizsgálatokkal egy-egy ásványtípus vagy képződménytípus pontos keletkezési körülményeit lehet meghatározni a kialakító folyamatok megismerésén keresztül. A kapott részadatok megerősítését és további körülmények tisztázását további mintavételezés és elemzés tenné lehetővé, amihez a Duna-Dráva Nemzeti Park újabb engedélye és segítsége szükséges.

A csiszolatok, katódlumineszcens vizsgálatok

A cseppkövekből és borsókővekből készült vékony-csiszolatok mikroszkópos vizsgálata során megállapítottuk, hogy a kivált zónák között gyakoriak a korróziós felületek. Ezen korróziós felületek mindegyike egy-egy környezet-változást jelez. A katódlumineszcens vizsgálattal szerencsés esetben a kiválási környezet redoxpotenciál-változásáról kaphatunk információt.

Az üveg-gömb borsókő csiszolatán jól megfigyelhetők a különböző színű zónák. A zónákat alapvetően két típusú kalcit alkotja: az egyik mikrokristályos, enyhén barna színű, a másik makrokristályos kalcit. A gömbös szerkezetű borsókő zónás (barna) továbbnövekedése, majd bizonyos fokú korróziója után a makrokristályos kalcit sugarasan veszi körbe. Ebben is megfigyelhető bizonyos zonalitás.

Az ún. hideg vizes borsókőnél a korróziós felületek sokkal gyakoribb ismétlődése figyelhető meg. A finom zónás kiválásokat egy korróziós szakasz erodálja, majd egy széles, világos színű zónát épít, ami fokozatosan finomodó rétegzésbe megy át, majd újabb korróziós felület következik. A különböző zónák között a határ nem mindig éles, gyakran széles átmenet van.

A borsókőves cseppkőből készült csiszolaton jól látható a két, különböző típusú képződmény összenövése. A borsókőves cseppkő központi zónájában mozaikszerű kalcit található, amely az egykori szalmacseppkővet képviseli. Ettől kifelé különböző vastagságú bekérgezések következnek, majd éles színváltás után morfológiai váltás is következik. A csiszolaton is jól látszik a külső bekérgező borsókővek morfológiája.

A vizsgálat során lumineszcens jelenséget nem, vagy csak igen kevés korróziós felületen tapasztaltunk, ami két dologra utalhat:

— az oxidációs-redukciós viszonyok nem változtak a kiválás során,

— nincs olyan Fe-Mn jelen a rendszerben, ami belépne a kalcitrácsba.

Az optikai emissziós méréseink alapján a karbonátok meglehetősen elemszegények, ezért az utóbbit tartjuk valószínűnek.

Diskusszió

A nagy, vízzárórétegekkel fedett medencék és a karsztosodó kőzetekből álló hegységek peremén kedvezőek a lehetőségek a keveredési korrózió kialakulására (v.ö. a Budai-hegység termálkarsztjával). A keveredési korrózió barlangalakító hatása régóta ismert (BÖGLI 1965, ERNST 1965, BALÁZS 1966). A barlangok keletkezéséhez szükséges a közethasadékok, tektonikus hasadékok jelenléte, ahol megindulhat az oldatok áramlása és keveredése (JAKUCS 1948, LEÉL-ÖSSY S. 1957). Ez a tektonikus preformáló hatás még a jellegzetesen hidrotermás gömbfülkékkel gazdagon díszített Beremendi-kristálybarlangban is megfigyelhető (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986).

A Beremendi-kristálybarlangban a jellegzetes formavilág és ásványos összetétel alapján hamar felismerték a barlang melegvizes eredetét és a jellegzetes, páratlan szépségű ásványkiválások vizsgálata is nagyon hamar, szinte közvetlenül a feltárás után megkezdődött (TAKÁCSNÉ BOLNER 1986, BOGNÁR & KISS 1985).

Ebben a barlangban nem különíthető el két olyan, markánsan eltérő barlangszint, mint a Nagyharsányi-kristálybarlangban, bár a szerény méretű cseppkövesedés inkább az alsóbb járatokban, a tő közelében figyelhető meg, az aragonit tükristályok halmaza pedig inkább a felső részekre jellemző.

Munkánk során az ásványkiválásokat csiszolatban, valamint röntgendiffrakciós, stabilizotópos és optikai emissziós mérések alkalmazásával tanulmányoztuk, emellett elemeztük a beszívargási viszonyokat. Vizsgálataink különösen a Nagyharsányi-kristálybarlang esetében voltak jelentősek, hiszen erről az objektumról még csak egy rövid ismertetés jelent meg (TAKÁCSNÉ BOLNER in SZÉKELY szerk. 2003). A barlangot Magyarországon példátlanul védik, a teljesen kiépítetlen K-i ágba gyakorlatilag nem adnak ki leszállási engedélyt sem.

A meleg karsztvíz párolgása még ma is biztosítja a barlang felső szakaszán a korróziós gömbfülkék kialakul-

lásának lehetőségét. Ezt az aktív korrodáló hatást ma is megfigyelhetjük a barlang felső, felszínközeli szakaszán, ahol a barlangfalakat vastag málladékkéreg és képződményhiány jellemzi. A barlang ma is épülő, alsó szakasza gazdag kiválásokban. Az aerosolból kiváló aragonit és a hidrotermás kristályosodás utolsó termékeként megjelenő huntit és magnezit jellemzi a rendszert.

A barlang alsó és felső szakaszán megtalálhatók a hideg vizes jellegre utaló cseppkövek, de ezeket a borsókö kép-ződmények vastagon fedik. Ez arra utal, hogy egykoron a ma ismert termálhatás jóval gyengébb lehetett.

A Nagyharsányi-kristálybarlang termál jellegét igazolja a barlang légtérének az évi középhőmérsékletet meghaladó hőfoka. A termálvíz szintje a barlangban nem ismert, de a mélysztint felé fokozatosan nő a hőmérséklet. A mélység felé növekvő termálhatást a barlangi képződményeken is megfigyeltük. A felső szinten sok, kalcittal kitöltött repedés, tektonikus hasadék és normál vető is látható. Az alsó szint, ami egy réteglap mentén alakult ki, már jóval több hidrotermás bélyeget hordoz. A felső szintet a szögletes formák mellett gömbfülkék is díszítik, míg az alsó szintre a gömbfülkék és a lekerekített felületek túlsúlya a jellemző.

A barlang mennyezete meglehetősen képződményszegény, kivételt képeznek a repedésekhez kapcsolódó szalmacseppkövek. A barlang alsó szintjén a cseppkövek felületén, a Beremendi-kristálybarlanghoz hasonlóan „hévizes eredetű” borsókövek találhatók. Ezen a szinten a jellegzetes hidrotermás ásványok (aragonit, magnezit, huntit) a mélység felé egyre gyakoribbá válnak.

A vizsgált két barlang tektonikus preformáltsága egyértelműen bizonyítható. A hévizes ásványtársulás a termális kapcsolatot igazolja. A két barlang közötti alapvető különbség abban nyilvánul meg, hogy míg a Beremendi-barlangnál a termálvizes korrózió hozta létre a barlangjáratokat tektonikus zónák mentén, addig a Nagyharsányi-kristálybarlang eddig ismert szakaszát elsősorban tektonikus mozgások alakították ki.

Ezek alapján mindkét barlang hazánk legjelentősebb földtani értékei közé tartozik. Képződménygazdagságuk és érintetlenségük okán méltán kerültek fel a fokozottan védett barlangok listájára.

Eredmények

1. Megfigyeléseink szerint a Beremendi-kristálybarlang keveredési korrózióval létrejött, típusos hidrotermás üregrendszer, amire jellemző a labirintusos, több szintben kifejlődött járáthálózat, a hirtelen méretváltozás, a gömbfülkék gyakorisága és a változatos, kivételesen gazdag, részben hidrotermás hatásra keletkezett ásvány- és formaegyüttes. A Beremendi-kristálybarlang kis területen alakult ki, nagy termék nem jöttek létre benne. A járatok a Tavas-teremben elérik a recens karsztvízszintet. A termálhatás nyomait stabilizotópos méréseinkben is kimutattuk.

2. A cseppköveken, a falakat bekérgező borsóköveken elvégzett $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ méréseink alátámasztják a gyakorlati

megfigyeléseket, miszerint ezek a borsókövek egy változó, de termálhatás alatt álló környezetben alakultak ki. A BERE1-2-3 -as mintákon elvégzett mérésorozatot utal a lehetséges klímahatásra is, de ennek pontos eldöntésére a korlátozott mintaszám nem ad lehetőséget.

3. A Beremendi-kristálybarlangban morfológiai megfigyeléseink alapján a barlangra jellemző hófehér borsókö-együttesek idős képződmények, melyek még a barlangjárat meleg vizes kitöltöttsége idején keletkezettek. Ezek külső zónáját mind makroszkópos megfigyeléseink, mind stabilizotópos méréseink alapján légtér-es képződmények alkotják.

4. A Beremendi-kristálybarlangban makroszkóposan három, műszeres vizsgálatokkal további hét ásványt határoztunk meg. Ezek az ásványok a következők: huntit, dolomit, magnezit, böhmít, szericit/illit, kvarc, hematit/goethit. Ezek az ásványok nagyrészt csak kis koncentrációban vannak jelen. Ezzel szemben huntitot nagy tömegben tudunk kimutatni a Mosóporos-ágban. Az alumínium tartalmú ásványok a barlang bejáratánál és a belső üregekben szórótan (behullott darabok formájában) fordulnak elő. Ásványos összetételük alapján (böhmittartalom, CSÁSZÁR & FARKAS 1982), a felső bauxitos szinthez tartoznak. A kvarc itt is csak szennyezőként fordul elő.

5. A Nagyharsányi-kristálybarlangban makroszkóposan három ásványt ismertünk fel, műszeres vizsgálattal további kilenc ásvány jelenlétét állapítottuk meg. Ezek az ásványok a következők: dolomit, vasas dolomit, huntit, magnezit, kvarc, szericit/illit, böhmít, kandit, klorit. Ezek közül a kvarc szennyezőként volt jelen több mintában is, az agyagok a barlangok mélyedéseiben halmozódtak fel, a huntit az alsó szinten a borsókövek felületén keletkezett, a dolomit a hullott huntitos mintákban nyomokban fordul elő a magnezittel együtt.

6. A Nagyharsányi-kristálybarlang felső szakasza alapvetően tektonikus eredetű, egyenes vonalakkal határolt nagyméretű termék jellemzik. Alsó szakasza egy réteglap megcsúsztatása mentén alakult ki. Az erős tektonikus preformáltságot követően a termálkarsztos korrózió vette át az üregalakító és ásványképző szerepet.

7. A Nagyharsányi-kristálybarlang felső szintjén több képződménygenerációt különítettünk el. A legidősebbnek tartott bekérgezéseken idős, ma már erősen korrodált cseppkö-generáció alakult ki. Ezek korrodált, visszaoldott felszínét a barlang felső szakaszának jellegét meghatározó, legfiatalabbnak tartott borsókö-generáció növi be. Az ilyen típusú (UB) képződményekből zónánként végzett $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ méréseink egyértelműen a változó termálhatás jelenlétére utalnak. A második, már fiatalabb cseppkö-generációt kisebb termetű nem erodált felszíni képződmények alkotják. Ennek a generációnak egy darabján (N1–10-ig) elvégzett zónánkénti stabilizotópos vizsgálatunk eredménye klímaváltozási jegyekre utal. A harmadik, egyben a legfiatalabb cseppkö-generációt tömör halvány kávébarna színű képződmények jelentik. A különböző képződmény-generációk felületét nagyrészt a barlang felső szakaszának jellegét meghatározó üveggömb borsókövek borítják.

8. A Nagyharsányi-kristálybarlangban a cseppkövek és a borsóköves periódusok váltakozását stabilizotópos méréseink alapján klimatikus okokra vezettük vissza. Megfigyeléseink szerint a felső szakaszon ma ismét a meteorikus eredetű vizek a dominánsak, olyannyira, hogy egyes képződmények korróziója is megkezdődött már.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Duna-Dráva Nemzeti Park előző igazgatójának, IVÁNYI Ildikónak, ill. HAVASI Ildikó osztályvezetőnek, akik részünkre a kristálybarlangok bejárását, a korlátozott számú mintavételezést engedélyezték és

mindehhez a kiszállások idejére PARRAGH Tibor személyében barlangi vezetőt is biztosítottak részünkre. A mintákon elvégzett röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok kiértékelésében LOVAS György volt segítségünkre, az optikai emissziós színképelemzési eredmények kiértékelését NAGY Bélánéval (ELTE) végeztük, a vékonycsiszolatok katód-lumineszcens vizsgálatát MINDSZENTY Andrea (ELTE) segítségével készítettük el. A vízminta elemzéseket KAVERO István (VITUKI), BOGNÁR Csaba (OKI), és FÓRIZS István (MTA GKI) készített számunkra. A bakteriológiai elemzés kiértékelésében MÁRIALIGETI Károly (ELTE) volt segítségünkre. A lelkiismeretes lektori munkát TAKÁCSNÉ BOLNER Katalinnak (KvVM) és SZAKÁLL Sándornak (ME) köszönjük. Köszönjük az OTKA T 049713 támogatását.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BÖCKER T. és LORBERER Á. 1977: Magyarország repedezett hévíztárolóinak hidrogeológiai jellemzése. — In: Magyarország hévízkutatás katasztere VITUKI I. Vízrajzi Intézet kiadványa, 49 p.
- BALÁZS D. 1966: A keveredési korrózió szerepe a karsztosodásban. — *Hidrologiai Közlemény* **1966/4**, 179–184.
- BENKOVICS, L. 1997: Étude structurale et géodynamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). — PhD. Thesis, Univ. Lille, 148 p.
- BERGERAT, F. & CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleo-stress filled in the Mecsek and Villány Mts. (Hungary): Correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. — *Acta Geol. Hung.* **31**, 81–100.
- BOGNÁR L. & KISS J. 1985: Kutatási jelentés a Beremendi-kristálybarlang ásványtani vizsgálatáról. — Kézirat, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, 37 p.
- BÖGLI, A. 1963: Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. — *Die Höhle* **14/3**, 63–68.
- BÖGLI, A. 1965: The role of corrosion by mixed water in cave forming. — In: STEKL, O. ed.: *Problems of the Speleological Research*. Czechoslovak Academy of Science, Prague, 125–131.
- CULVER, C. C. & WHITE, W. 2005: *Encyclopedia of Caves*. — Elsevier, California, 654 p.
- CSÁSZÁR, G. 1989: Transgressive Urgonian Sequence with black “pebbles” from the Villány Mountains, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **31/1–2**, 3–29.
- CSÁSZÁR, G. 1992: Urgonian facies of the Tisza Unit. — *Acta Geol. Hung.* **35/3**, 263–285.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 209 p.
- CSÁSZÁR, G. & FARKAS L. 1982: Újabb bauxitszintre utaló indikációk a Villányi-hegységben. — MÁFI Évi Jelentése az 1982-es évről, 237–244.
- DEÁK J. 1995: A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön. — Vituki Zárójelentése, Budapest, 74 p.
- DEMÉNY, A. & FÓRIZS, I. 1991: On some preparation methods in stable isotope mass spectrometry and their geochemical applications. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **11**, 524–526.
- DUBLJANSKI, Y. 1989: The main principles of development and the diagnostic criteria of a carbonate hydrothermal karst. — Proceedings, 10th International Congress of Speleology, Budapest, 77–79.
- DUBLJANSKI, Y. 1995: Speleogenetic history of the Hungarian hydrothermal karst. — *Environmental Geology* **25**, 24–35.
- ERNST, L. 1965: A keveredési korrózió kérdéséhez. — *Karszt és Barlang* **1965/1**, 61–63.
- FORD, D. C. 1988: Characteristics of Dissolutional Cave System in Carbonate Rocks. — In: CHOQUETTE, P. W. & JAMES, N. P. eds: *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York. 25–57.
- FORD, D. C. 1995: Some thoughts on hydrothermal caves. — *Cave and Karst Science* **22/3**, 107–118.
- FORD D. C. & WILLIAMS, P. W. 2007: *Karst Geomorphology and Hydrology*. — Wiley, West Sussex 562 p.
- FÓRIZS, I. 1995: Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. — Kézirat. Egyetemi doktori dolgozat, Kossuth Lajos Tudományegyetem, 109 p.
- FRIEDMAN, I. & O’NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — In: Paper ed, Data of Geochemistry 6th, 440–KK.
- FÜLÖP J. 1966: A Villányi-hegység kréta időszaki képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **15**, 131 p.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 445 p.
- GÉCZY B. 1973: Lemeztectonika és paleogeográfia kelet-mediterrán mezozoós térségben. — *Geonómia és Bányászat, MTA X. Osztály Közleményei* **6/1–4**, 219–225.
- HAAS J. 1994: *Magyarország földtana: mezozoikum*. — Egyetemi jegyzet. ELTE, Budapest, 384 p.

- HAAS J. & HÁMOR G. 1998: Magyarország területe, szerkezetfejlődésének összefoglalása. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL–MÁFI, Budapest. 45–54.
- HÁMOR G. 1997: A magyarországi miocén fejlődéstörténete és ősföldrajza. — In: Haas J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 231–250.
- HILL, C. A. & FORTI, P. 1997: *Cave minerals*. — Huntswill, Alabama, USA, 463 p.
- JAKUCS L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. — *Hidrológiai Közöny* **28**, 53–58.
- KÁRPÁT J. 1985: A Beremendi-kristálybarlang térképe. — Kézirat. Országos Barlangnyilvántartás, Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Barlangtani és Földtani Osztály, 3 p.
- KEELING C. D. 1958: The concentration and isotopic abundance of atmospheric carbon dioxide in rural areas. — *Geochimica Cosmochimica Acta* **13**, 322–334.
- KLIMCHOUK, A. B., FORD, D. C., PALMER, A. N. & DREYBRODT W. 2000: *Speleogenesis*. — Huntsville, Alabama, 528 p.
- KOBLÉNCZ V. & NEMECZ E. 1953: Huntit előfordulása Dorogon. — *Földtani Közöny* **83**, 391–395.
- KRAUS, S. 1991: A budai barlangok hévizes karbonátkiválásai. — *Karszt és Barlang* **1990/II**, 91–96.
- KRAUS, S. 1993: A Szemlő-hegyi-barlang vízszintváltozása. — *Karszt és Barlang* **1993/I–II**, 47–53.
- LEÉL-ÖSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő* **6**, 155–167.
- LEÉL-ÖSSY Sz. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) termálkarsztos keletkezése és fejlődése. — Kézirat. Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest, 114 p.
- MAHLER, B. J. PERSONNÉ, J.-C., LYNCH, F. L., VAN METRE, P. C. in SASOWSKY, I. D. & MYLROIE, J. 2004: Sediment and sediment-associated contaminant transport through karst. — In: SASOWSKY, I. D. & MYLROIE, J. (eds): *Studies of Cave sediments*. — Kluwer, New York, 23–46.
- MC CREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. — *The Journal of Chemical Physics*. **18**, 849–857.
- NAGY E. & NAGY I. 1976: A Villányi-hegység triász képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **17**, 111–228.
- NOSZKY J. 1957: Kiértékelő jelentés az 1952-ben Villányi-hegységben végzett reambuláló földtani vizsgálatokról. — Kézirat. MÁFI Adattár.
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. — *The Journal of Chemical Physics* **51**, 5547–5558.
- PLUMMER, L. N. 1975: Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater. — *Geol. Soc. Amer. Memoirs* **142**, 219–236.
- Pro Natura Karszt- és Barlangkutató Egyesület 1998: Jelentés az 1997-es kutatási évről. — Kézirat. Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, 43 p.
- RAKUSZ Gy. 1937: Adatok a Harsány-hegy bauxit szintjének ismeretéhez. — *MÁFI Évi Jelentés 1929–1932-ről*, 215–233.
- SCOFFIN, T. P. 1987: *An introduction to carbonate sediments and rocks*. — Blackie, USA, 274 p.
- SZÉKELY K. (szerk.) 2003: *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. — Mezőgazda, Budapest, 426 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1981: Új feltárások a Pál-völgyi-barlangban. — *Karszt és Barlang* **1980/I**, 87–92.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1986: A Beremendi-kristálybarlang. — *Karszt és Barlang* **1985/I–II**, 3–12.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. & KRAUS S. 1989: A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei. — *Karszt és Barlang* **1989/I**, 61–66.
- TELEGDI ROTH K. 1937: Jelentés az 1930. és 1931. években a Bakony-hegységben és a Villányi-hegységben végzett bauxitkutatásokról. — *MÁFI Évi Jelentés 1929–1932-ről*, 197–213.
- TÓTH M. 1998: Magyarországi barlangok ásványtársulásainak kutatása. — Kézirat. MTA Geokémiai Kutatóintézet 53 p.
- VIGASSY T. 1999: A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangok és képződményeinek genetikai vizsgálata. — Kézirat. Egyetemi diplomamunka. ELTE-TTK, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, Budapest, 135 p.
- WEIN Gy. 1969: Újabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez. — *Földtani Közöny* **99**, 47–59.
- ZÁMBÓ L. 1986: A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésben. — Kézirat, Kandidátusi értekezés. MTA, Budapest, 150 p.
- ZENTAI, P. 1967: Spectrochemical methods for geochemical purposes. — *Acta Chim. Acad. Sci. Hung.* **53/4**, 323–333.
- Kézirat beérkezett: 2008. 11. 25.

I. tábla — Plate I

- 1–2. Cseppkő és borsókógenerációk váltakozása a Nagyharsányi-kristálybarlangban
1–2. *Changing of dripstone and popcorn generations in the Nagyharsány Crystal Cave*
3. Aragonitűkalcitkérge a Beremendi-kristálybarlangban
3. *Aragonite needles on calcite crust in the Beremend Crystal Cave*
4. Vízecseppek az aragonitűkön a Beremendi-kristálybarlangban
4. *Dripping water on aragonite in the Beremend Crystal Cave*
5. Aragonitbokor a Beremendi-kristálybarlangban
5. *Aragonite brush in the Beremend Crystal Cave*

Fotó: Kovács Richárd

Photó: Richárd Kovács

I. tábla — Plate I



A Geológiai Szilárdsági Index (GSI) magyarországi alkalmazhatósága

GÖRÖG Péter¹, VAMOS Mariann², TÖRÖK Ákos¹, VÁSÁRHELYI Balázs³

¹BME, Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék, 1111 Budapest, Műegyetem rakpart 3.

²Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék, 4032 Debrecen Egyetem tér 1.

³Pécsi Egyetem, Pollack Mihály Mérnöki Kar, 7624 Pécs, Boszorkány u. 2.

Geological Strength Index (GSI) and its application in Hungary

Abstract

In engineering geology the rock mass characterization can be performed by using various methods of which the Geological Strength Index (GSI) is one of the recently introduced techniques. By applying the GSI method, design parameters — such as angle of friction, modulus of elasticity, cohesion and compressive strength — can be evaluated and calculated. The method was first developed for solid and blocky rock masses, but later it was extended to describe heterogeneous rock masses such as flysch. The present paper describes the development of the GSI method and it provides information about its applicability in Hungary for rock faces, tunnels and deep excavation sites. An Eocene marl belonging to the Buda Marl Formation is the example based on which the methodology is based and subsequently described. It is a heterogeneous rock mass with hard, strongly cemented calcareous marls and soft clayey sections possessing soil-like characteristics. The case studies presented here include field and laboratory test results of projects finalized at the Department of Construction Materials and Engineering Geology of the Budapest University of Technology and Economics.

Keywords: engineering geology, Geological Strength Index (GSI), Buda Marl

Összefoglalás

A mérnökgeológiában a kőzetkörnyezet leírásának egyik — a nemzetközi gyakorlatban mindinkább használt — módszere a Geológiai Szilárdsági Index (GSI), mely az elmúlt évtized alatt az egyik legjelentősebb kőzettest-értékelési mód lett. A módszer segítségével közvetve számszerűsíthető, a mérnöki tervezésben felhasználható, köztetfizikai adatokat kapunk, amelyek alapján olyan fontos paraméterekre, mint a belső súrlódási szög, az alakváltozási modulus, a kohézió vagy az egyirányú nyomószilárdság is tudunk következtetni. A módszert nagy szilárdságú, homogén kőzetekre dolgozták ki, de ezt követően heterogén kőzettestekre is kiterjesztették. A GSI fejlődését és alkalmazhatóságának hazai vonatkozásait (sziklafalak, munkagödörök, alagutak) is bemutatja a cikk. Magyarországi példaként a Budai Márga szerepel, amely részben kemény kőzetként (pl. mészmárga) részben agyagos képződményként (pl. mállott agyagmárga) viselkedik és kőzetmechanikai szempontból erősen heterogén kőzetösszetételként értelmezhető. A cikkben bemutatott példák a BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék utóbbi években elvégzett mérésein és kutatási eredményein alapulnak.

Tárgyszavak: mérnökgeológia, Geológiai Szilárdsági Index (GSI), Budai Márga

Bevezetés

Változatos megjelenésű és tulajdonságú kőzettestek mérnökgeológiai jellemzésénél komoly gondot jelenthet, a mérnöki tervezéshez szükséges földtani paraméterek meghatározása. Legnagyobb problémát a heterogén kőzettestek vizsgálatánál is eredményesen alkalmazható módszerek kidolgozása jelenti. Olyan földtani környezetben, ahol a kőzettest erősen tektonizált, gyűrű, általában heterogén

kőzettestek jelenlétével számolhatunk. A heterogenitást okozhatja a különböző kőzetfajták gyakori váltakozása, pl. márga- és mészkőrétegek. Az ilyen kőzettestek terhelés hatására kialakuló alakváltozása egymáshoz közeli zónák esetén is változékony lehet. A heterogén kőzettesteket a legtöbb esetben szabad szemmel is meghatározható szerkezeti elemek (litoklázisok, törések stb.) jellemzik, amelyeknek látható jelei többek között a főtepergés, a falak lemezes leválása, valamint a kőzetomlás. Az ilyen kőzet-

környezetekre is alkalmazható módszer a Geológiai Szilárdsági Index (GSI), bemutatását és hazai alkalmazhatóságának lehetőségeit ismerteti a jelen tanulmány.

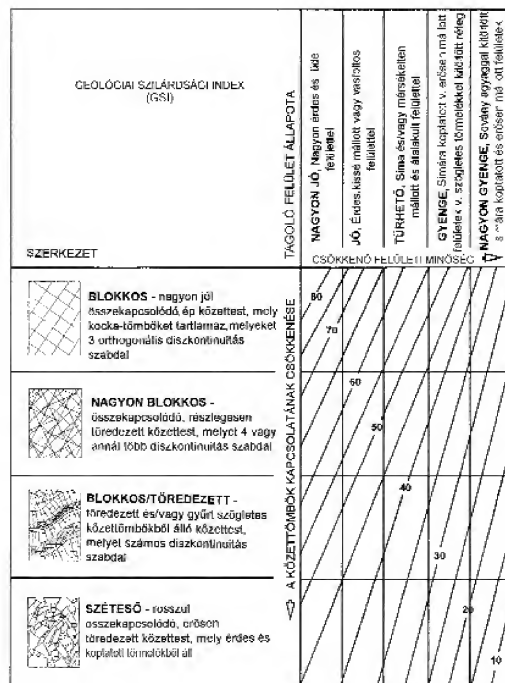
Azoknál a kőzettesteknél, ahol a tönkremeneteli folyamatok viszonylag egyszerűen nyomon követhetőek, az 1970-es években kidolgozott kőzettest-osztályozási eljárások jól alkalmazhatóak, többek között a BIENIAWSKI (1973) által bevezetett RMR-módszer, valamint Q-módszer (BARTON et al. 1974). A fent említett módszerekről az utóbbi években magyar nyelvű összefoglalók is megjelentek (VÁSÁRHELYI 2004, GÁLOS & VÁSÁRHELYI 2006). Az RMR és a Q-módszerek használhatóságát és megbízhatóságát számos nemzetközi példában ismertették (HOEK 2000). A kőzettest osztályozási rendszereket hazánkban az utóbbi években a Bábaapítiban létesülő kis- és közepes aktivitású hulladék-tároló vágatainak kivitelezésekor alkalmazták. Itt a jövesztési és biztosítási módoknak a megválasztása az RMR és Q osztályozási módszerek alapján történik (DEÁK et al. 2006).

A GSI-érték meghatározásában a kőzettestek mérnök-geológiai megfigyelésének és azok szerkezeti tulajdonságainak, valamint tagoltságai jellemzőinek van kulcsszerepe. A terepi jellemzők leírása döntő fontosságú a módszer alkalmazásánál. A GSI-rendszer a megalkotásakor leginkább az egynemű, de különböző mértékben repedezett kőzettestek jellemzésére szolgált, ám ezt a későbbiekben (főleg görög alagútépítési tapasztalatok alapján) a heterogén kőzettestekre is kiterjesztették (MARINOS & HOEK 2001). Az általánosított Hoek–Brown törési elmélettel (HOEK et al. 1995), melynek az egyik bemenő paramétere a GSI-érték, jelen cikkben nem foglalkozunk (erről részletesen magyarul lásd: VÁSÁRHELYI 2001, 2003), inkább a földtani viszonyokhoz közelebb álló vonatkozásait mutatjuk be a geológiai szilárdsági indexnek.

A Geológiai Szilárdsági Index története és fejlesztése

A Geológiai Szilárdsági Indexet (GSI) a mérnökgeológiai szempontok figyelembe vételével az RMR-módszerből fejlesztették ki (HOEK 1994, HOEK et al. 1995), azzal a céllal, hogy az eltérő állagú kőzettesteket is osztályozni lehessen. A GSI bevezetését az is indokolta, hogy rossz minőségű kőzettestek (RMR<30) leírására sem az RMR, sem a Q-módszer nincs megfelelően kidolgozva. Fontos különbség az RMR-módszerhez képest, hogy ez az új osztályozási rendszer nem alkalmazza az igen elterjedt, a tagoltság mértékének meghatározására szolgáló, de jelentős hibákkal terhelt RQD-értéket (PALMSTRÖM 1995), amely a legelterjedtebb kőzettest osztályozási rendszerek egyik alapelemének tekinthető (pl.: RMR, Q). Ismeretes, hogy a tagolt kőzettest szilárdsága függ az ép kőzet anyagának tulajdonságaitól, a kőzettömbök elmozdíthatóságától, kibillenthetőségétől (azaz csúszási és elfordulási lehetőségétől, ún. szabadsági fokától), illetve a tagoltság mértékétől és annak állapotától. Az elmozdíthatóságot befolyásolja mind a kőzettömb geometriája, mind az azt határoló tagoló

felületek minősége és állapota, azaz egy érdes tagoló felületekkel rendelkező kőzettest jóval nagyobb szilárdságú, mint egy mállott tagoló felületekkel határolt és töredezett kőzettest. Mindezekből kitűnik, hogy a tagoló felületek állapotának és szerkezetének (geometriájának) fontos szerepe van a kőzettestek szilárdságának meghatározásánál, és a laboratóriumi szilárdsági méréseket (kisméretű próbatesten mért értékeket), mint tervezési paramétereket, nem lehet közvetlenül felhasználni. Ezért is látszott célszerűnek egy a terepi viszonyokat jobban tükröző rendszer kidolgozása. A fenti elvekből kiindulva szerkesztette meg HOEK et al. 1995-ben a GSI meghatározására szolgáló grafikus megoldást (1. ábra). Az ábrán a sorokban a kőzettest tagoltságai szerepelnek, azaz, hogy milyen gyakorisággal jelennek meg a tagoló felületek a kőzettestben, míg a tagoló felület állapotát az ábra oszlopai mutatják. A GSI értéke mindezek alapján 0 és 100 között változhat. A minimumnál, azaz 0 érték esetén kohézió nélküli — azaz szemcsés — talajt kapunk, ahol az elmélet nem használható. GSI=100 esetén nincs tagoló felület, így a kőzettest és a kőzettömb ugyanaz (tagolatlan vagy ép kőzet). Hangsúlyozni kell, hogy a GSI sohasem egy pontos értéket, hanem egy értéktartományt jelöl. Ez részben annak is köszönhető, hogy minden egyes szerkezeti kategória és tagolófelületi állapot egy-egy mezőt foglal el és nem korlátozható egy adott egyenesre (lásd. 1. ábra).



1. ábra. A Geológiai Szilárdsági Index (GSI) meghatározása és értékei (HOEK et al. 1995 nyomán)

Figure 1. Geological Strength Index (after HOEK et al. 1995)

| GEOLÓGIAI SZILÁRDSÁGI INDEX (GSI) MEGHATÁROZÁSA | | TAGOLÁS FELSŐLET ÁLLAPOTA | | CSÖKKENŐ ILL. LÖLLŐ II MINŐSÉG | |
|---|--|--|--|--|--|
| | | NAGYON JÓ - nagyon édes és zárt felület | | JÓ - édes, kisebb mértékű vagy változó felület | |
| | | TÜRHETŐ - száraz, töreszerű felület és állás | | GYENGE - alakra kopott, édesen változó felület vagy nagy mértékű töreség | |
| | | NAGYON GYENGE - puha, tapogatható felület és állás | | | |
| SZERKEZET | | A KÖZET TÖRÉSEK KAPCSOLATÁNAK CSÖKKENÉSE | | | |
| EP VAGY TÖRŐRÉP, próbatestek, vagy tömör kőzetek néhány méter elhelyezkedő diszkontinuitással | | 90 | | N/A | |
| BLOKKOS - nagyon jól összekapcsolódó, a kőzetet nagy kőzet-tömbök tartalmazzák, melyek három ortogonális diszkontinuitás szelődik | | 80 | | | |
| NAGYON BLOKKOS - összekapcsolódó, részlegesen töredékes kőzet, melyet nagy vagy annál több diszkontinuitás szelődik | | 70 | | | |
| BLOKKOS / TÖRÉDEZETT / REPEDEZETT - a kőzet a kőzettesti tömör kőzet, melyet számos egymást keresztező diszkontinuitás szelődik, folytonos vagy részleges töredék | | 60 | | | |
| SZÉTES - részlegesen összekapcsolódó, erős töredékes kőzet, mely részben kis méretű töredékek áll | | 50 | | | |
| RÉTEGEZETT / NYÍRT - blokkosság hiánya a szűk töredékes palés rétegződés vagy nyírt felület miatt | | 40 | | | |
| | | 30 | | | |
| | | 20 | | | |
| | | 10 | | | |
| | | N/A | | | |

2. ábra. A GSI meghatározása kiegészítve a gyenge szilárdságú kőzetekre (MARINOS & HOEK 2000 nyomán)

Figure 2. Modified Geological Strength Index extended for heterogeneous rock masses (after MARINOS & HOEK 2000)

A gyakorlati élet megkívánta, hogy kis szilárdságú kőzetekre is kiterjesszék a GSI-érték alkalmazhatóságát (2. ábra). Az athéni metróépítés kapcsán egy heterogén, kőzetanalóg és kőzetmechanikailag igen változatos kőzettesttel találkozott az építők, az ún. „athéni flis”-sel. Az alagút állékonyságának meghatározásához a korábban a kis szilárdságú kőzetekre megalkotott osztályozás sem bizonyult megfelelőnek ezért a módszer továbbfejlesztésével a heterogén kőzettestre kifejlesztett osztályozás is elkészült (HOEK et al. 1998, MARINOS és HOEK 2000). A heterogén kőzeteket bemutató osztályozás alapjául az iszapkőtől homokkőig át a metamorfizált agyagpalágig mindenféle litológiai egységet magába foglaló „athéni flis” szolgált (3. ábra).

A Geológiai Szilárdsági Index alkalmazhatósága

A klasszikus kőzettest-osztályozások célja minden esetben a kőzettestben készített műtárgy (legtöbb esetben alagút) biztosításának, valamint fejtési (jövészeti) paramétereinek meghatározása. A GSI-módszer nem alkalmas közvetlenül ezen paraméterek meghatározására, e mutató csupán a kőzettestek litológiai, szerkezeti jellegének és a

| GSI meghatározása heterogén kőzettest esetén | | TAGOLTSÁGI FELSŐLET ÁLLAPOTA | | | |
|--|--|---|--|---|--|
| a nyírtak a fő tektonikus hatásra bekeverkedő alagútakat jelölik | | NAGYON JÓ, nagyon édes és zárt felület | | JÓ, édes, kisebb mértékű felület | |
| | | TÜRHETŐ, száraz, töreszerű felület és állás | | GYENGE, nagyon édes, helyi töreszerű felület és állás | |
| | | NAGYON GYENGE, puha, tapogatható felület és állás | | | |
| ÖSSZETÉTEL ÉS SZERKEZET | | | | | |
| A. Vastagpados, nagyon tömbös homokkő. | | 70 | | A | |
| B. Homokkő vékony iszapkő rétegekkel | | 60 | | B | |
| C. Homokkő és iszapkő azonos méretűben | | 50 | | C | |
| D. Iszapkő vagy iszappala homokkő-rétegekkel | | 40 | | D | |
| E. Gyenge iszapkő vagy agyagpala homokkő-rétegekkel | | 30 | | E | |
| F. Tektonikusan deformált, erősen hajlítot töredézett, deformálódott agyagpala v. iszapkő töredézett és deformált homokkőrétegekkel, majdnem kaotikus szerkezettel | | 20 | | F | |
| G. Zavartalan iszap- v. agyagpala esetlegesen keverve nagyon vékony homokkőrétegekkel | | 10 | | G | |
| H. Tektonikusan deformált iszap vagy agyagpala kaotikus szerkezettel és agyagpala-szelvényekkel. A homokkőrétegek kis darabokra estek szét | | | | H | |

3. ábra. Geológiai Szilárdsági Index (GSI) heterogén kőzettestekre (flisre) kifejezve (MARINOS & HOEK 2000 nyomán)

Figure 3. Geological Strength Index of flysch, heterogeneous rock mass model (after MARINOS & HOEK 2000)

felület töredezettségi állapotának jellemzésére szolgál, meghatározása a természetes feltárások, útbevágások vagy alagutak kialakításakor feltáruló kőzettestek vizsgálatával lehetséges. Az így kapott számértékek a töredezettség gyakoriságával és az irányítottágukkal állnak kapcsolatban, a helyszínen ezek jól megfigyelhetők.

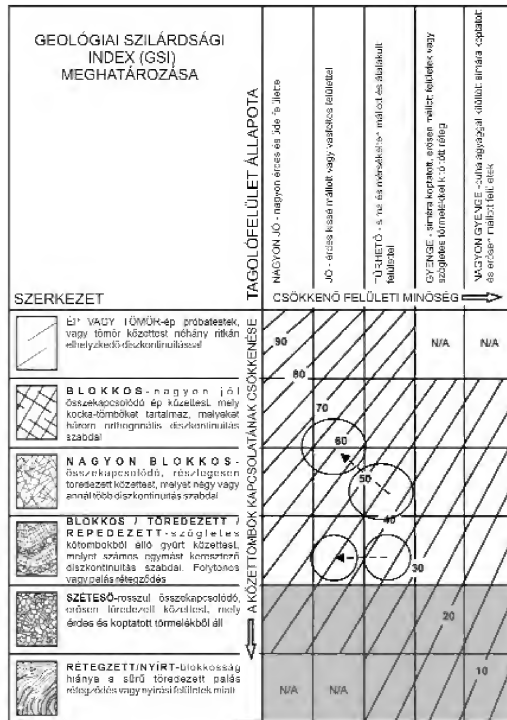
A GSI meghatározására elsősorban természetes feltárások, alagutak frontfejéti felületei alkalmasak, de fúrómagok anyagának vizsgálata alapján is lehetőség van a GSI értékének közvetett becslésére. A felszíni feltárások és kőzetkibukások egy tervezés kezdeti fázisában rendkívül gazdag adatforrást jelentenek, igaz az így feltárt kőzetfelületen a környezeti hatások, mint például a mállás, illetve a kőzettest alkotóiban lejátszódó egyéb folyamatok olyan elváltozásokat hozhatnak létre, melyek hatására a kőzetfelület állapotában jelentős eltérés lehet a frissen feltárt kőzetfelülethez képest. Így az értékelésnél a felszíni, esetleg már elváltozott, kőzetet mutató feltárásokból nyert adatokat extrapolálni kell a mélységbeli in situ környezetre. Azaz a felszínen, a mállott zónában kapott GSI-értékeket relatív minimumnak kell tekinteni, és ehhez képest a mélyebben fekvő kőzettesteknél nagyobb értékeket lehet figyelembe venni. Ezt az extrapolációs folyamatot mutatjuk be a 4. ábrán. A mélyebben fekvő kőzettestek és kőzetkörnyezet állapotáról leginkább magfúrásal tájékozódhatunk.

Szikla- vagy kőzetlejtők állékonysági elemzésénél is használható ez a kőzettest-vizsgálati módszer, hiszen azokat a helyeket keressük az ilyen elemzésekénél, ahol egy potenciális csúszólap létrejöhet. A GSI-értékek meghatározásakor különösen körültekintőnek kell lenni, amikor a potenciális csúszó- vagy elmozdulási felület több különböző minőségű kőzetzónát is érinthet.

A GSI osztályozási mutató azon feltételezésen alapul, hogy izotrópként viselkedő kőzettestben véletlenszerűen jelennek meg az adott irányokat mutató törések. Másképpen fogalmazva úgy is értelmezhetjük, hogy a kőzettest viselkedése független a terhelési irányoktól. Ebből következik, hogy a GSI-rendszer alkalmazása a markánsan meghatározható szerkezeti vonalakkal, törésekkel és tektonikai síkokkal jellemzett kőzettesteknél nem javasolt. Fontos megjegyezni, hogy a gyakorlati élet számára készült rendszerről van szó és nem földtani múltban létrejött tektonikai események értelmezése, vagy paleofeszültség-terek meghatározására kívánták alkalmazni a rendszer megalkotói. A tektonikai síkokat, mint tagoló felületeket értelmezi a GSI-osztályozás.

A GSI-mérőszám-tartományt gondos terepi megfigyelések alapján kell és lehet meghatározni. Az alábbiakban a terepen megfigyelhető legfontosabb tényezőket részletezzük.

Anizotrópia: Az uralkodóan izotróp kőzettestekre alkalmazható paraméter. Leginkább a törések, tektonikai síkok iránya a döntő. Kritériumként szerepel, hogy a törések az adott vizsgált kőzetszakaszon ne kövessenek egy jellegzetes irányt, azaz ne legyen olyan jellegzetes orientációjuk, amely kettő vagy három tagoltság kombinációjából adódik. Ha a törésnél a kőzettest nyírószilárdsága helyett a tagoltság nyírószilárdsága hat, abban az esetben a GSI-t figyelmen



4. ábra. A GSI felszíni kibúváskban megfigyelt értékei alapján a mélyebben fekvő üde kőzetekre visszavezetett GSI-értékek meghatározási módszere. Fehér zóna: az ebbe a zónába tartozó felszínen megfigyelt GSI-értékeket, alapos geológiai mérlegelés után, a nyílak mutatta irányba (balra és felfelé) eltolva kaphatjuk meg a mélyebben fekvő, még üde kőzetre vonatkozó adatokat. Szürke zóna: a zóna mozgására csak korlátozottan vagy egyáltalán nincs lehetőség a kőzettest gyenge minősége miatt (általában breccásodott, milonitesedett vagy gyűrű zónák) (MARINOS et al. 2005 nyomán)

Figure 4. Geological Strength Index of near surface and deep seated freshly excavated rock masses, a comparison

In the white area the surface readings of GSI values can be shifted – only after scrupulous geological evaluation – along the arrows (up and left) to describe the GSI values of freshly exposed or deep seated rock masses. In the grey shaded area the shifting of GSI values of surface observations and freshly exposed or deep seated rock masses are very limited or not possible, since the rock masses plotted here have very poor quality (usually brecciated, milonitic or folded zones) (after MARINOS et al. 2005)

külül kell hagyni. A GSI-érték számításánál viszont figyelmen kívül hagyható a jól definiált fő diszkontinuitás.

Tagoltságok megjelenése, kitöltöttség: Egy kőzettest szilárdsági és alakváltozási tulajdonságai az ép kőzet egyes darabjainak egymással érintkező felületének típusától és annak jellegétől függ. A kőzettest tulajdonságokat jelentősen befolyásolják azok a tagoló felületek, amelyek az egyes kőzettömböket szétválasztják. A GSI-táblázat gyenge és nagyon gyenge kategóriával jelzett oszlop alapján határozhatjuk meg a kitöltő anyaggal jellemzett tagoló felületekkel átjárt kőzettesteket. Amennyiben a tagoló felületekben gyakori a kitöltő anyag és a kitöltés vastag (néhány cm-t meghaladó vastagságú), vagy a tagoló felületként értelmezhető nyírási zóna agyagos repedéskitöltést tartalmaz, akkor a heterogén kőzettestekre vonatkozó GSI-ábrát ajánlott alkalmazni (pl. 3. ábra).

Víz jelenléte: A GSI direkt módon nem veszi figyelembe a víz jelenlétét, azt a modellezésnél, mint bemenő adatot kezeli. Ugyanakkor meghatározásánál mindenképpen figyelembe kell venni azt a tényt, hogy a víz hatására a kőzettest nyírószilárdsága jelentősen lecsökkenhet. A nedvesség megjelenhet a tagoló felületekben a töredezett zónákban és a repedéskitöltött anyagokban is. Leginkább az erősen töredezett, gyenge és nagyon gyenge kőzettestre igaz az a megállapítás, hogy nedvesség jelenlétében a GSI-érték jelentősen csökken, azaz balról jobbra tolódik el, ahogy azt az 5. ábra is mutatja.

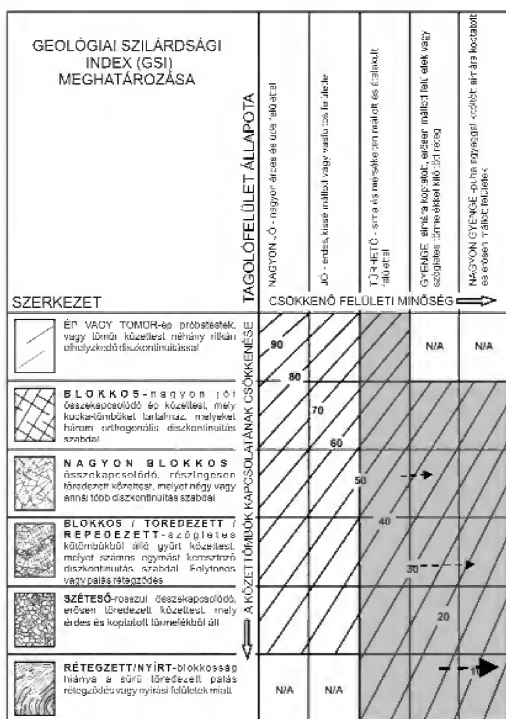
Mállás: A mállott kőzeteknél a víz hatásához hasonló jelenséget figyelhetünk meg, azaz ugyanazon kőzet üde és mállott változatára vonatkozó GSI-érték eltérést mutat, a mállott kőzettestek a jobb oldali mezőkben helyezkednek el (5. ábra). Mállás során az eredetileg még ép kőzetalkotókat is érheti elváltozás (pl. gránit földpátkristályait), amit a mechanikai modellalkotásnál veszünk figyelembe. Azon mállásos folyamatoknál, ahol a mállás már a kőzettest szer-

kezeti elemeit is elérte és mélyebb mállott zónát eredményezett, az adott kőzet már olyan képződménynek tekintendő, ahol a GSI-rendszer nem alkalmazható.

Heterogén és litológiai változatos üledékes kőzetek: Napjainkban a GSI-rendszer a keményebb kőzetek közé (pl. homokkő, mészkő vagy kvarcit) beágyazódott, gyengébb minőségű kőzetek (pl. aleurolit, agyagpala vagy fillit) gyenge minőségű elnyíródott kőzettestjeire is alkalmazható. Flis osztályozásához kapcsolódó GSI-értékeket MARINOS & HOEK (2001) cikke részletezi, míg a litológiai változatos, de tektonikailag zavartalan kőzettestek közül a molász GSI-besorolását HOEK et al. 2005 munkájában tanulmányozhatjuk.

Kis szilárdságú kőzetek: A kevésbé tektonizált kőzetkörnyezetben megjelenő kis szilárdságú kőzetek közé sorolhatjuk a márgát, az agyagos kőzeteket, az aleurolitot, valamint a gyenge minőségű homokköveket. Ezek, ha nyugodt települések, akkor kevés diszkontinuitással jellemezhető egyszerű tagoltságú kőzeteknek tekinthetők. Amennyiben jól rétegzettek és ezért réteglapokkal tagoltak, ezek a réteglapok jól definiálható diszkontinuitási felületeként nem értelmezhetőek. Osztályozásuknál a „blokkos” és a „masszív” kőzettestekre jellemző GSI-értékek számolunk. A diszkontinuitás, még ha csak korlátozott mértékben van is jelen, akkor sem lehet a nagyon gyenge (általában gyenge vagy nagyon gyenge) besorolásnál jobb, így a GSI 40–60 közötti értéket vehet fel (MARINOS et al. 2005).

Geológiai Szilárdsági Index hazai alkalmazhatósága



5. ábra. A GSI értékek csökkenése tűrhető és nagyon gyenge kategóriájú tagoló felületek estén víz és mállás hatására

Abban az esetben, ha tagolófelület nedves állapotú, a terepen megállapított GSI-értékeket (zónát) jobboldali irányban szükséges elmozdítani (nyíllal), mivel a víz hatására a tagolófelületek mechanikai tulajdonságai lecsökkennek. Minél gyengébb minőségű a kőzettest az elmozdítás mértéke annál nagyobb kell, hogy legyen (MARINOS et al. 2005 nyomán)

Figure 5. Decrease of GSI values at poor and very poor quality discontinuity system intersected rock masses by weathering and by water

When the discontinuities are moist or filled with water it is necessary to shift observed GSI values to the left (arrows), since water decreases the friction of discontinuity system and reduces the strength of the rock mass. The poorer the quality of the rock masses the longer the shift in values is necessary to apply (after MARINOS et al. 2005)

A Geológiai Szilárdsági Index módszerét számos hazai kőzetfeltáráshoz lehet alkalmazni. Az alkalmazhatóságot csak az korlátozza, hogy viszonylag kis mértékű a feltártság és szikla környezetbe kevés bevágás vagy alagút épül hazánkban. Mindazonáltal a hazai alkalmazhatóságot egy elterjedt, de viszonylag heterogén kőzetleforduláson a Budai Márga Formációba tartozó kőzetek alapján mutatjuk be. Erre lehetőséget biztosít, hogy Budapesten, a budai oldalon számos esetben találkoznak a mélyépitési munkálatoknál Budai Márgával (pl.: Gellért-hegy É-i oldala, Várhegy, Rózsadomb) és az utóbbi években sok, de általában csak ideiglenes feltárás készült ebben a kőzetben. Talajmechanikai módszerekkel csak a Budai Márga erősen mállott, teljesen agyagosodott zónáinak mechanikai paramétereit lehet meghatározni, az általában heterogén Budai Márga kőzettest a tradicionális kőzetmechanikai rendszerekkel is csak nehezen írható fel (GÖRÖG 2007a). Vizsgálataink azt mutatják, hogy a heterogén Budai Márga kőzettestek jól leírhatók a GSI-módszer alkalmazásával, ugyanis a változatos (általában mészmárga és agyagmárga váltakozásból álló) kőzettestre a heterogén felépítés is figyelembe vehető rendszer használata előnyös.

A GSI-érték önmagában ugyan nem jellemzi a kőzettest szilárdságát, azonban fontos bemenő adata a Hoek–Brown-féle törési határállapotnak, amivel már meghatározhatóak a kőzettest mechanikai paraméterei. Tapasz-

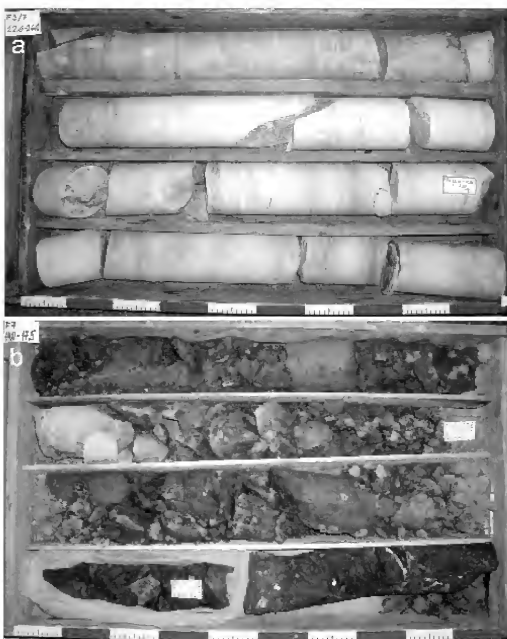
talataink szerint a Budai Márga üde állapotban általában kedvezően viselkedik és a hagyományos módszerekkel is könnyen leírható. Sok esetben nem ilyen egyszerű a helyzet, ugyanis előfordul, hogy a márga kőzettestbe változó vastagságban és sűrűséggel agyagrétegek települnek, és a márga tagoltsági repedésein keresztülszivárgó vízzel is számolni kell. Ilyen esetben a kőzettest értékelése összetettebb problémát jelent, és a hagyományos módszerekkel nehezen számszerűsíthető. A GSI-érték segítségével eddig az általunk vizsgált minden típusú Budai Márga kőzettest jól jellemezhető volt, és az összetettebb problémák is kezelhetőek voltak. Meghatározásakor figyelembe kell venni a tagoltságok sűrűségét, a felületek állapotát, a tagoltságok tágasságát és kitöltöttségét. Mindemellett a fentebb említett, közbetelepült, vékony agyagrétegek, illetve a víz hatása is jellemezhető a GSI segítségével.

A Budai Márga Formáció általában heterogén kőzettestnek számít, ugyanis a formáció kőzetei között megtalálhatók a közepesen szilárd mészmárgától (6. ábra, a) az erősen mállott, sokszor laminált nagyon gyenge kőzetfizikai tulajdonságokkal bíró agyagmárgáig (6. ábra, b) többféle állapotú és szilárdságú kőzetek. Ezért nehéz általános javaslatot adni a GSI-érték meghatározására Budai Márga kőzetkörnyezetben (GÖRÖG 2007b).

A GSI-táblázat oszlopai a tagoló felületek állapotának jellemzésére szolgálnak a nagyon jótól a nagyon gyenge állapotúig (utóbbi már puha agyaggal is kitöltött). A Budai Márga a legtöbb esetben kissé laminált szerkezetű és agyag-

tartalma is jelentős, így a tagoltsági felületi tulajdonságok alapján nem kerülhet a legjobb osztályba. Törési felülete a legritkább esetben jellemezhető nagyon érdes felületként. A GSI-táblázat sorai a kőzettest szerkezetének jellemzésére szolgálnak az ép, tömörtől a vékonyan rétegzett, nyírt szerkezetig. Eddigi feltárásaink és tapasztalataink alapján minden típusú szerkezet megjelenhet a Budai Márga kőzettest esetében. A tagoltsági formák közül blokkos és széteső szerkezetű típusok is előfordulnak (6. ábra). Fúrásokból azonban teljesen tömör folytonos magdarabok is ismertek, amelyben akár 1 m hosszúságú, ép, tagoltságmentes szakaszok is azonosíthatók (7. ábra). Felszíni feltárásokban a Budai-hegységben a márga általában erősen töredezett, sokszor jól rétegzett (8. ábra).

A többi kőzethez hasonlóan a márgánál is a víz hatását a tagoltsági felületek rosszabb osztályba sorolásával vesszük figyelembe, amit az ábrán a besoroláskor, a jobbra való eltolással jelezhetünk, ugyanis víz hatására a tagoltsági felületek állapota romlik, így a GSI-érték is csökken (lásd. 5. ábra). Jó állapotú tömör vagy blokkos kőzettestek esetén a víz hatása a tagoltságok állapotára jóformán elhanya-



6. ábra. Eltérő tagoltsági és megjelenésű Budai Márga fúrásmintái a budai Várhegyről: a: blokkos, b: széteső tagoltságú

Figure 6. Different discontinuity systems of Buda Marl: a) blocky and b) disintegrated (cores are from the Castle Hill of Budapest)



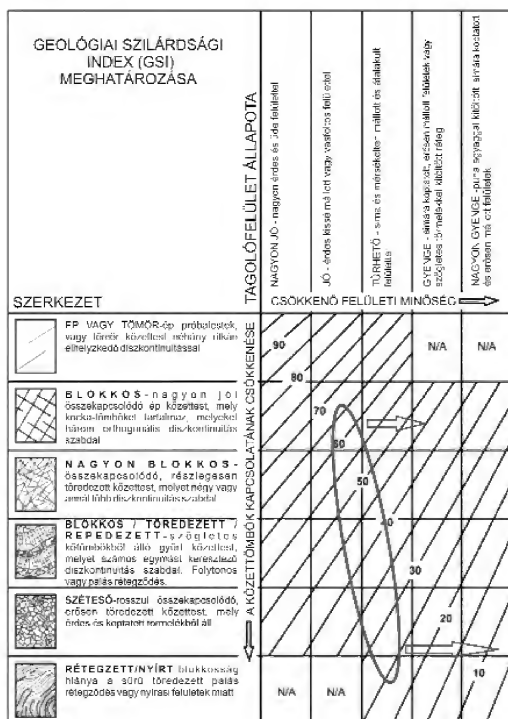
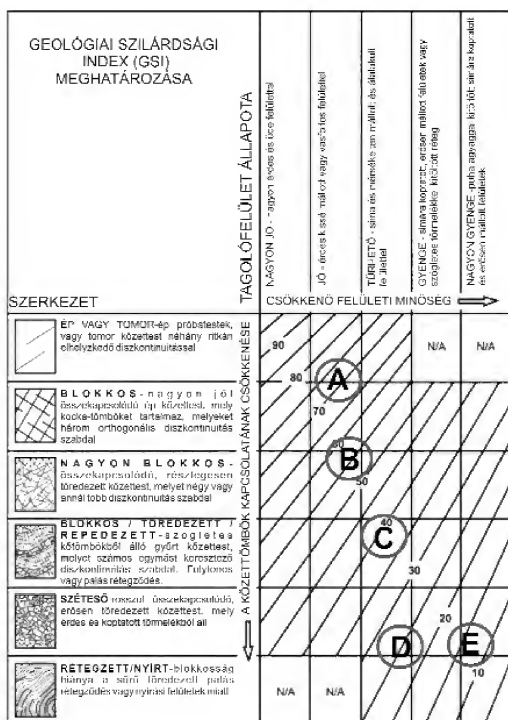
7. ábra. Ép, szinte tagoltságmentes mészmárga (Budai Márga Formáció) a Gellért hegy É-i lábánál lemélyített fúrásban

Figure 7. Intact calcareous marl with a few widely spaced discontinuities (Buda Marl from a core drilled at Gellért Hill, Budapest)



8. ábra. Erősen töredezett szerkezetű, rétegzett márga nyílt feltárásban (alapozási gödör) a Hegyalja úton

Figure 8. Strongly disintegrated and bedded marl in an excavation pit (at Hegyalja street, Gellért Hill, Budapest)



9. ábra. A példaként bemutatott (6-8. ábra), eltérő megjelenésű Budai Marga közettestek elhelyezkedése a GSI-táblázatban

Figure 9. Various quality of Buda Marl rock masses in the GSI chart (see examples on Figures 6-8)

gólható. Nagyon blokkos és töredezett közettestek esetén ez a hatás szintén nem túl jelentős, azonban márga esetén különösen, ha agyagtartalma magasabb, a víz figyelembe vételére mégis javasoljuk az egy oszloppal való eltolást. Széteső vagy laminált közettest esetén a törési felületek általában mállottak, agyagosabb jellegűek, ezért víz hatására ezek állapota sokkal kedvezőlenebbé válik. A víz hatását ez esetben két oszloppal való eltolással vehetjük figyelembe.

A Budai Márga esetében nagyon gyakoriak a vékony agyagréteg-betelepülések, ami szintén nagymértékben rontja a közettest állapotát és a GSI értékét. A GSI-érték meghatározásánál ezt szintén jobbra eltolással vehetjük figyelembe, ritka betelepülések esetén (kb. 10 m-enként) egy kategóriával célszerű a felületi tulajdonságokat rosszabbra venni. Sűrű betelepülések esetén (kb. 5 m-enként) a felületi tulajdonságokat, tapasztalataink alapján, nagyon gyenge, legjobb esetben gyenge állapotúnak célszerű venni.

Példaként a fentebb jellemzett általunk korábban vizsgált közettest osztályba sorolását ismertetjük. A 7. ábrán az általában tömör néhány részen inkább blokkos szerkezetű Budai Márga mészmárga anyagú változatát mutatjuk be, melynek a tagoltsági felületei általában érdesek néhány helyen simák. Ezek alapján a GSI-értéke 65–5 között lehet (9. ábra A zóna). A 6. ábra a részén bemutatott közettest szerkezete blokkos vagy nagyon blokkos lehet, tagoltsági felületei viszont jó állapotúak így a GSI értéke 50–60 között mozog (9. ábra B zóna). A 8. ábrán felszíni feltárásban látható a töredezett szerkezetű mészmárga, melynek a tagoltsági felületei általában tűrhetőnek nevezhető, sok helyen található limonitos kiválás, illetve néhol mállott felület is előfordul, amely inkább a gyenge kategóriába sorolható. Így a GSI értéke 35–40 között változik (9. ábra C. zóna). A 6. ábra b részén bemutatott közettest szerkezete szétesőként jellemezhető, tagoltsági felületei általában a tűrhető, de néhány helyen a gyenge kategóriába sorolhatóak, így a GSI értéke 20–30 között lenne (9. ábra D zóna). Figyelembe véve az agyagos jelleget és betelepülést a táblázatban jobbra csúszik a közettest értékelése és ez esetben inkább a nagyon gyenge kategória alkalmazása javasolt, így a közettest tényleges GSI-értéke 10–15 között van (9. ábra E zóna) (Görög 2007a).

A fenti példákkal a legjellemzőbb Budai Márga kőzetekre vonatkozó GSI-érték meghatározását kívántuk szemléltetni. Ezeket felhasználva, a 9. ábrán lefedett területek összegzésével és a BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék korábbi vizsgálatait valamint GÖRÖG (2007a) megállapításait is figyelembe véve, egy Budai Márgára jellemző

10. ábra. A Budai Marga elhelyezkedése a GSI-táblázatban, a víz és a betelepült agyagrétegek hatását a nyílakkal jelzett mértékű eltolással vehetjük figyelembe a közzétettek értékelésénél (bővebb magyarázatot l. a szövegben)

Figure 10. Decrease of GSI values of Buda Marl when clayey beds are intercalated or discontinuity systems are filled with water. The arrows mark the direction of shift in GSI values (the length of the arrows are proportional with the rate of shifting)

zóna körülhatárolható és a GSI- rendszerbe beilleszthető (10. ábra). A zóna elhelyezkedése alapján megfigyelhető, hogy minél töredezettebb egy kőzettest általában a tagoltsági felületeinek állapota annál kedvezőlenebb ezért a Budai Márga esetében ez a zóna ferde elhelyezkedésű. Vízrel telített Budai Márga kőzettest esetén a GSI-rendszerben ábrázolt zóna jobbra tolódik, és még jobban elferdül, amit a 10. ábrán a nyilakkal szemléltetünk, ugyanis a szerkezetileg egységesebb márgára kevésbé van hatással a víz, mint a töredezett, széteső szerkezetűre. A vékony agyagréteg-betelepüléseknek hasonló hatást lehet tulajdonítani. Azaz a 10. ábrán a vízéhez hasonlóan szemléltethető az eltolódás (GSI-érték csökkenés), és hasonló elferdülést okoz. Ez azzal magyarázható, hogy a kedvező szerkezetű márgában ritkábbak az agyagos betelepülések, mint a töredezett és széteső szerkezetűnél.

Következtetések

1. A Geológiai Szilárdsági Index (GSI) egy terepi megfigyeléseken alapuló olyan új kőzettest osztályozási módszer, amely alkalmazható heterogén kőzettestek állékonyság vizsgálatára is.

2. A GSI-értéket sohasem lehet egy adott konkrét számként értelmezni, hanem mindig tartományként lehet csak meghatározni.

3. A tagoltsági viszonyok és a tagoló felületek állapotának mérlegelése döntően befolyásolja a GSI-értékeket, csakúgy mint a víz vagy az agyagos kitöltő felületek megjelenése. Ki kell emelni, hogy a víz hatása nem egyformán jelentkezik különböző kőzettesteknél, sőt bizonyos esetekben el is hanyagolható.

4. A Budai Márgába tartozó kőzetfajták mérnökgeológiai szempontból heterogénnek tekinthetők, mind a tagoltságuk, mind a tagoló felületek jellemzői alapján.

5. A Budai Márga Formációba tartozó kőzettestek osztályozása a GSI-módszer alapján lehetséges, elsősorban a heterogén kőzetekre kifejlesztett és a hazai geológiai viszonyokra adaptált grafikonok segítségével.

Köszönetnyilvánítás

Hálások vagyunk lektorainak Dr. GÁLOS Miklósnak és Dr. GRESCHIK Gyulának, akik kritikai észrevételeikkel nagyban hozzájárultak a cikk formai és tartalmi megújításához. Köszönettel tartozunk Dr. KLEB Bélának és Dr. PAÁL Tamásnak is hasznos tanácsaikért. A márga laborvizsgálataiban és a terepi munkákban EMSZT Gyula és ÁRPÁS Endre László segített. VÁSÁRHELYI Balázs köszönetet mond az OTKA (D048845 és K60768) valamint a Bolyai ösztöndíjnak a kutatás finanszírozásáért.

Irodalom — References

- BIENIAWSKI, 1973: Engineering classification of jointed rock masses. — *Transactions South Africa Institution Civil Engineering* **15**, 335–344.
- BARTON, N., LIEN, R. & LUNDE, J. 1974: Engineering classification of of rock masses for the design of tunnel support. — *Rock Mechanic Rock. Engineering* **7**, 183–236.
- DEÁK F., MOLNOS L., KOVÁCS L. & VÁSÁRHELYI B. 2006: Bábaapáti radioaktív hulladéktároló építése — Geotechnikai vágatódokumentálás. — *Mélyépítés* **4/17**, 7–13
- GÁLOS M. & VÁSÁRHELYI B. 2006: *Kőzettestek osztályozása a mérnöki gyakorlatban*. — Műegyetemi Kiadó, Budapest, 144 p.
- GÖRÖG P. 2007a: Characterization and the mechanical properties of the eocene buda marl. — *Central European Geology* **50/3**, 241–258.
- GÖRÖG P. 2007b: A geológiai szilárdsági index alkalmazása budai márga kőzetkörnyezetre. — In: TÖRÖK Á. & VÁSÁRHELYI B. (szerk.) *Mérnökgeológia-Kőzetmechanika 2007*. Műegyetemi Kiadó, Budapest, 25–40.
- HOEK, E. 1994: Strength of rock and rock masses. — *SRM News Journal*, **2/2**, 4–16.
- HOEK, E. 2000: Practical rock engineering. — www.rocksience.com
- HOEK, E., KAISER, P. K. & BAWDEN, W. F. 1995: *Support underground excavations in hard rock*. — Balkema, Rotterdam, 215 p.
- HOEK, E. MARINOS, P. & BENISSI, M. 1998: Applicability of the geological strength index (GSI) classification for weak and sheared rock masses — the case of the Athens schist formation. — *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **57/2**, 151–160.
- HOEK, E. MARINOS, P. & MARINOS, V. 2005: Characterization and engineering properties of tectonically undisturbed but lithologically varied sedimentary rock masses. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **42/2**, 277–285
- MARINOS, V., MARINOS, P. & HOEK, E. 2005: The geological strength index: applications and limitations. — *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **64**, 55–65.
- MARINOS, P. HOEK, E. 2000. GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. — In: *Proceeding GeoEng2000*, Melbourne, Technomic Publ. Lancaster, 1422–1446.
- MARINOS, P. HOEK, E. 2001: Estimating the geotechnical properties of heterogenous rock masses such as flysch. — *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **60**, 82–92.
- PALMSTRÖM, A. 1995: *RMi — a rock mass characterization system for rock engineering purposes*. — Univ. Oslo, Norway, p. 400 (www.rockmass.net).
- VÁSÁRHELYI B. 2001: Új eredmények a kőzet- és talajmechanikában: a Hoek-Brown törési határállapot és a Geológiai Szilárdsági Index (GSI) bemutatása. — *Közüti és Mélyépítési Szemle* **51/11**, 424–431.
- VÁSÁRHELYI B. 2003: A módosított Hoek-Brown törési kritérium, *BKL — Bányászat*, **136/5**, 276–283.
- VÁSÁRHELYI B. 2004: Kőzettest-osztályozási módszerek összefoglalása. — *Földtani Közlemény* **134/1**, 109–129.
- Kézirat beérkezett: 2007. 07. 12.

Dr. ORAVECZ János
(1935–2009)

2009. szeptember 27-én elhunyt ORAVECZ János geológus. 1955 óta, 54 éven át volt a Magyarhoni Földtani Társulat meghatározó tagja, hosszú éveken át választmányi tagja.

ORAVECZ János 1935-ben Kispesten született. Általános és középiskoláit Pestszentlőrincen végezte és itt is érettségizett. Városi gyerek volt, de vonzódott a természethez, a vidékhez, a földekhez, erdőkhez. Ez a vonzalom vezethette arra, hogy 1953-ban Eötvös Loránd Tudományegyetem geológus szakára jelentkezzen. A Földtani Tanszék élén ez időben a nagy tekintélyű VADÁSZ Elemér professzor állt, aki fantáziát látott a terepen is jól mozgó érdeklődő fiatalemberben és végzése után gyakornokként, majd tudományos munkatársként alkalmazta az általa létrehozott Akadémiai Geológiai Kutatócsoportnál, majd néhány évvel később a Földtani Tanszéken. Itt azután belekóstolhatott a tudományos kutatásba és az oktatói munkába egyaránt. Az 1950-es évek végén, majd az 1960-as években pezsgő tudományos élet folyt a tanszéken. A fő cél Magyarország geológiájának a kor színvonalán álló, minél teljesebb megismerése és ezáltal az oktatás ismeretanyagának fejlesztése volt. A VADÁSZ professzor által irányított oktató- és kutatócsoport tagja lett az aktív és rendkívül széles érdeklődésű ORAVECZ János és különböző kutatási területeken hamar figyelemre méltó eredményeket ért el.

A szakemberek közül is kevesen tudják, hogy egyik első munkájával 1959-ben ő indította el a hazai finomrétegtani célú nannoplankton vizsgálatokat. Erről rövid közleményben számolt be a Földtani Közlöny hasábjain. Az 1960-as évek elején metamorf palák vizsgálata során is kiemelkedő felfedezést tett, amikor mikropaleontológai módszerekkel bizonyította szilur korukat. E tárgyú kutatásának eredményei 1964-ben és 1965-ben jelentek meg, ugyancsak a Földtani Közlönyben.

Fő figyelmé azonban már ekkor a triász kőzetek kutatása felé fordult. A Bakony, a Vértes, a Gerecse, a Pilis és a Budai-hegység triász képződményeit tárgyaló dolgozatai 1961-ben jelentek meg. 1963-ban doktorált és ez évben adta közre a dunántúli-középhegységi triász fácieskapcsolatokról írt korszakos jelentőségű dolgozatát, amely a karszthidrológiai kutatások alapját képezte és képezi még ma is, amely széleskörű felhasználást nyert a kőszén- és bauxitkutatásban. A bauxit fektükképződmények bauxitprognosztikai minősítésével kapcsolatos társszerzőkkel írt munkái 1966 és 1970-ben jelentek meg.

Alapos vizsgálatokkal derítette ki a Cádi Konglomerátum képződési körülményeit, 1979-ben megjelent tanulmányában a kavicok ősmaradványai alapján megállapította a kőzet perm utáni lerakódását és a kőzetek mezozoos metamorfózisára következtetett.

Az 1970-es években a légi- és űrfelvételek geológiai értelmezésének területén végzett úttörő munkát. Néhány esetben alkalmat nyílott repülőgépről megfigyeléseket végezni, felvételeket készíteni. Erre mindig nagy örömmel vállalkozott, élvezte a repülést, a légi megfigyelést, a terepbejárásokkal végzett megfigyelések összekapcsolásának lehetőségét. 1978-ban Észak-Magyarországról, majd 1981-ben a Magyar-középhegység egészéről közölt űrfelvételeken alapuló fotótektonikai térképeket és értékelő tanulmányt.

Égész szakmai tevékenységét végigkísérte a geológiai ismeretek alkalmazásának szándéka és tudását szívesen vették igénybe a felhasználók az Országos Kőolaj- és Gázipari Trösztől a Bauxitkutató Vállalatig, a Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézettől az Országos Érc- és Ásványbánya Vállalatig. Az Eocén Program több száz kutatófűrésének fel-



dolgozásában értékelésében működött közre. A Magyar Állami Földtani Intézet alapszelvény-programjában is lelkesen dolgozott. Sok középhegységi felszíni szelvény feldolgozása az ő nevéhez kötődik és olyan alapfúrások kitűzése és feldolgozása is, amelyek máig meghatározó jelentőségűek. A geológiai látni- és tudnivalók nagyközönségnek való bemutatása is szívügye volt. Országsszerte számos geológiai bemutatóhely magyarázó tábláinak szakmai anyagát ő állította össze. Nyugállományba vonulását követően örömmel vett részt a műemlékek kőzetanyagának eredetvizsgálatában, amely tág teret kínált anyagismeretének, lelőhelyismeretének alkalmazására.

1964-től vett részt a geológusok képzésében, 1966-tól adjunktusként egészen 1995-ben történt nyugdíjazásáig. Közreműködött Magyarország földtanának előadásában, gyakorlatok vezetésében, oktatta a földtani térképezést, speciális kollégiumot tartott a fotótektonikai értékelés módszereiről, hosszú időn át vezette a hallgatók nyári térképezési gyakorlatát.

A terepi oktatás híve volt. Gyakorta emlegette: „a kőzetet meg kell nézni, meg kell kalapálni!”. Gondos megfigyelés és dokumentálás után jöhet a következtetés. Ez volt oktatásának lényege. ORAVECZ tanár úr nem sokat nógatta a hallgatót, de aki érdeklődött tanulhatott, mindent megmutatott, amit ismert és nagyon sok mindent ismert. Így volt ez az egyetemi években és jóval később is.

ORAVECZ János eltávozott közülünk, csendben, szerényen ment el, ahogy élt, dolgozott. A geológusok közössége ismét szegényebb lett egy olyan egyéniséggel, aki hiányozni fog, akiről történeteink vannak, akit sokáig emlegetni fogunk összefüveteleinken, amelyeken ő már nem lehet ott. Emlékét megőrizzük, munkáját igyekszünk folytatni, úgy, hogy emlékéhez ne legyünk méltatlanok.

HAAS János

Nyomtatásban megjelent szakirodalmi munkássága

- ORAVECZ J. 1959: Hazai Coccoolithophorida vizsgálatokról. — *Földtani Közöny* **89**, 228–430.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse és Buda–Pilisi-hegység közötti rögtérület triász képződményei. — *Földtani Közöny* **91**, 173–185.
- NEUBRANDT-VÉGH, E. & ORAVECZ, J. 1960: Obertriassische Sedimentbildung in Raum des Gerecse- und Vértes-gebirges. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **3**, 184–193.
- ORAVECZ J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes és a Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. — *Földtani Közöny* **91**, 162–172.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. & ORAVECZ J. 1961: A Gerecse- és a Vértes-hegységi felső-triász dolomit- és mészkőösszet. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49**, 291–294.
- ORAVECZ, J. 1962: Formations triassiques de la région de blocs située entre les montagnes de Gerecse et de Buda-Pilis. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **5**, 103–115.
- ORAVECZ, J. & VÉGHNÉ NEUBRANDT, E. 1962: Connexions stratigraphiques et structurales entre le Trias de la Montagne Vértes et celui de la Montagne Bakony. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **5**, 117–126.
- ORAVECZ J. 1962: Új részletek a hazai triászból. — *Földtani Közöny* **92**, 324–329.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — *Földtani Közöny* **93**, 63–73.
- ORAVECZ, J. 1963: Stratigraphische und Faziesproblem der obertriassischen Bildungen des Ungarischen Mittelgebirges. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica* **6**, 99–108.
- ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — *Földtani Közöny* **94**, 3–9.
- ORAVECZ J. 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. — *Földtani Közöny* **95**, 401–405.
- ORAVECZ J. & PUSKÁS J. 1966: Középhegységi bauxitfekvő vizsgálatok. — *Földtani Közöny* **96**, 61–65.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E., BUBICS, I., JUHÁSZ, Á., ORAVECZ, J., PANTÓ, G., SZEPESHÁZY, K. 1967: Metamorphose ungar. — *Acta Geologica Hungarica* **11**, 49–58.
- FÜLÖP, J. (in co-operation with BARNABÁS, K., BÖJTÖSNÉ VARRÓK, K., CSEH-NÉMETH, J. GÉCZY, B., GIDAI, L., HÓDI, M., GÓCZÁN, F., JÁMBOR, Á., JUGOVICS, L., KNAUER, J., KÓKAY, J., KONDA, J., KOPEK, Gy., MAJOROS, Gy., MOLDAVAY, L., ORAVECZ, J., SZABÓ, I., SZABÓNÉ DRUBINA, M. & VIGH, G.) 1968: *Geology of the Transdanubian Central Mountains. — Guide to Excursion 39 C, Hungary. Int. Geol. Congress, Prague 1968.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 50 p.
- ORAVECZ J. 1968: A Budai-hegység földtani felépítése. — In: ALFÖLDI L. & BÉLTEKY L. (szerk.): *Budapest hévízei.* Vituki, Budapest 11–25.
- FÜLÖP J. (in co-operation with BARNABÁS, K., BÖJTÖSNÉ VARRÓK, K., CSEH-NÉMETH, J. GÉCZY, B., GIDAI, L., HÓDI, M., GÓCZÁN, F., JÁMBOR, Á., JUGOVICS, L., KNAUER, J., KÓKAY, J., KONDA, J., KOPEK, Gy., MAJOROS, Gy., MOLDAVAY, L., NAGY, E., ORAVECZ, J., SZABÓNÉ DRUBINA, M. & VIGH, G.) 1969: *Geology of the Transdanubian Central Mountains. — Guide to Excursion. Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association IX. 1969. MÁFI, Budapest, 47 p.*
- FÜLÖP J. (szerk.) BARNABÁS K., BÁRDOS M., BÁRDOSY Gy., ERDÉLYI T., FÜLÖP J., FARKAS P., KÁROLY Gy., ORAVECZ J., SZANTNER F., VIZY B. & ZENKOVITS F. 1969: Bauxitföldtani kirándulás a Dunántúli Középhegységben. — *Bauxitföldtani Konferencia. MÁFI, Budapest, 60 p.*
- KÁROLY, Gy., ORAVECZ, J., KOPEK, G. & DUDICH, E. 1970: Stratigraphic horizons of the footwall formations of bauxite deposits in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **54**, 95–107.

- ORAVECZ J. 1978: Észak-Magyarország fototektonikai vázlata. — *Általános Földtani Szemle* **11**, 35–46.
- ORAVECZ J. 1978: Paléozoïque. — *Lexique Stratigraphique International*. Vol. 1, Europe, Fasc. 9. Hongrie. 2. Éd. CNRS. Paris, 9–13.
- ORAVECZ, J. 1978: Bestimmung des Materials. — In: TÖRÖK, Gy.: Abschied Christi von seiner Mutter — ein relief aus Neutra. — *Acta Historiae Academiae Scientiarum Hungaricae* **24**, 1–4. 230.
- ORAVECZ J. 1978: Északmagyarország fototektonikai vázlata. — *Általános Földtani Szemle* (1972) 125–132.
- ORAVECZ J. 1979: A cáki konglomerátum földtani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **109**, 14–45.
- ORAVECZ J. 1980: A földtörténeti ókor alsó fele Magyarországon. — *TIT Földtudományi választmánya és TIT Természettudományi Stúdió*. Budapest, 21–37.
- ORAVECZ J. 1980: A tenger térhódítása a középkor elején Magyarországon. — *TIT Földtudományi választmánya és TIT Természettudományi Stúdió*. Budapest, 62–79.
- ORAVECZ J. 1981: A Magyar-középhegység fototektonikai vázlata. — *Földtani Közlöny* **111**, 197–204.
- ORAVECZ, J. 1983: Excursion A. — *28th International Geophysical Symposium, Balatonszemes, 28 September – 1 October 1983*.
- BALOGH, K., DOBOSI, K., GÓCZÁN, F., HAAS, J., ORAVECZ, J., ORAVECZ-SCHEFFER, A., SZABÓ, I. & VÉGH-NEUBRANDT, E. 1983: Report on the activities of the Triassic Working-Group in Hungary. — *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, 5, *International Geological Correlation Programme Project Nr. 73/I/4. Triassic of the Tethys Realm*. 17–36.
- HAAS, J., J. EDELENYI, E. (eds) HAAS, J., J. EDELENYI, E., GIDAI, L., KAISER, M., KRETZOI, M. & ORAVECZ, J. 1985: Geology of the Sümeg Area. — *Geologica Hungarica series Geologica* **20**, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 365 p.
- ORAVECZ J. 1986: Balaton-felvidék, Csopak, Nosztori-völgy — Nosztori Valley, Csopak, Balaton Highland. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p. (in Hungarian and English)
- ORAVECZ J. 1987 Fekete-hegy, Pilisszentlélek. — *Magyarország geológiai alapszelvényei*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 5 p.
- HAAS J., TÓTHNÉ MAKK Á., GÓCZÁN F., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., ORAVECZ J. & SZABÓ I. 1988: Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **65**, 356 p.
- KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES Gy. & ORAVECZ J. 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* 1998–1999/I–II, 57–93.
- ORAVECZ J. & TARDY J. 2000: Világörökség „alul- és oldalnézetből” — ahonnan kevésbé ismerjük. — *Földgömb* **24**, 5, 48–61.
- ORAVECZ J., HALUPKA G. & ELŐD R. 2004: Kőpark Tanösvény. — *Tanösvények Budapest körül* 5. A Duna-Ipoly Nemzeti Park kiadványa, 12 p.

Események

Dr. URBANCEK János sírkőavatása

A 2006-ban 87 éves korában elhunyt URBANCEK János 90. születésnapján, 2009. október 23-án a családon kívül a kollégák, a barátok és a tisztelők a Fiumei úti Nemzeti Sírkert 42-2 parcellájánál, az emlékére és tiszteletére felállított sírkő avatására gyűltek össze. Az elhangzott megemlékezések a hidrogeológust, a tanárt és a kutatót főként emberi oldaláról mutatták be. A két bazaltos-zolopból álló síremlék és a sírt négy oldalról szegélyező édesvízi mészkő méltó módon fejezi ki a kutató szoros kapcsolatát a hazai földtani képződményekkel.

DOBOS Irma

Személyi hírek

Habilitáció

BADA Gábor (ELTE TTK) 2009. november 25.

A habilitációs előadás címe: Kompressziós tektonikai stílus.

A tudományos előadás címe: A Pannon-medence fiatal tektonikája komplex adatrendszerek együttes értékelése alapján.

PhD védések

HIDAS Károly (ELTE) 2009. december: Deformation and metasomatism in the subcontinental lithospheric mantle of the Carpathian–Pannonian region (Hungary) and Jeju island (South Korea).

Témavezető: SZABÓ Csaba, PhD, egyetemi docens.

Bírálok: Prof. Hilary DOWNES és DOBOSI Gábor, DSc.

RAUSIKNÉ VARGA Andrea (ELTE) 2009. december: A déldunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek közzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei.

Témavezető: SZAKMÁNY György, PhD, egyetemi docens.

Bírálok: JÁMBOR Áron, CSc és SZABÓ Csaba, PhD.

KELE Sándor (ELTE) 2009. december: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: Paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések.

Témavezető: SZABÓ Csaba, PhD, egyetemi docens.

DÉGI Júlia (ELTE) 2010. január: Detailed study of mafic lower crustal xenoliths from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field — Relationships between metamorphic processes in the lower crust and the formation of the Pannonian Basin.

Témavezetők: SZABÓ Csaba, PhD, egyetemi docens és TÖRÖK Kálmán, PhD.

Bírálok: Prof. Friedrich KOLLER és M. TÓTH Tivadar, CSc.

KISS Adrienn (ELTE) 2010. február: Az Északi-Bakony szerkezetalkulása.

Témavezető: FODOR László, PhD.

Bírálok: BUDAI Tamás, PhD és MAGYARI Árpád, PhD.

Kitüntetés

A Föld Bolygó Nemzetközi Éve Magyar Nemzeti Bizottság kitüntető elismerésben részesült a 2009. november 20–22 között Lisszabonban megrendezett, a Föld Bolygó Nemzetközi Éve záró rendezvényén (Planet Earth Lisbon Event 2009). A Camões Színházban megrendezett díjátadáson a Magyar Nemzeti Bizottság, 16 más ország nemzeti bizottságával együtt, a Föld Éve népszerűsítése terén elért eredményéért részesült az elismerésben. A díj, portugál művészek által, hagyományos, kézi eljárással csempékre festett, hatalmas világtérkép-mozaik, egy bekeretezett darabja. A díjat a Magyar Nemzeti Bizottság elnöke BREZSNYÁNSZKY Károly vette át, melyet később a Nemzeti Bizottságot létrehozó Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztályán helyezett lététbe.

Gyász hírek

Szomorú szívvel tudatjuk, hogy Dr. VÉGH Sándor geológus, a Magyar Állami Földtani Intézet ny. főmunkatársa 2009. december 18-án, életének 80. évében, súlyos betegségben elhunyt.

Emléke szívünkben és munkáiban tovább él!

Könyvismertetés

Magyarország földtani atlasza országjáróknak

„A Föld Éve (Földtudományok az emberiségért)” alkalmából jelentette meg a Magyar Állami Földtani Intézet a Magyarország 1:200 000 földtani atlaszát, mely három részből áll:

— az első részben megismerhetjük a kötet céljait, a hozzátartozó információkat és rövid összefoglalót Magyarország geológiai felépítéséről,

— a második rész az ország 1:200 000-es méretarányú földtani térképét tartalmazza, amely a földtani képződményeken túlmenően azoknak a földtani objektumoknak a helyét is feltünteti, amelyekről a harmadik részben rövid leírás is található,

— a harmadik részben a 92 részletesen ismertetett földtani objektum leírásán kívül található a geológiai kislexikon amely döntően azoknak a kifejezéseknek a magyarázatát adja amelyek nem tekinthetők közismertnek, majd az ország szabadon látogatható barlangjainak, a földtani tanösvényeknek és közgyűjteményeinek, valamint a bányászati emlékhelyeinek és gyógyfürdőinek felsorolása amelyek ugyancsak kiemelkedő fontosságú földtani értéket képviselnek. A kötet az ajánlott irodalom jegyzékével zárul.

A 248 oldalas könyv szövege magyar és angol nyelvű. A szerkesztő BUDAI Tamás és GYALOG László, a technikai szerkesztő PIROS Olga és SIMONYI Dezső, a témavezető BREZSNYÁNSZKY Károly és MAROS Gyula volt, a részfeladatok szerkesztésében számtalan ismert szakember vett részt.

A könyv felelős kiadója KORDOS László. A csodálatosan szép, több mint száz szebbnél szebb színes ábrát, fényképet tartalmazó kiváló minőségű könyv az Innova-Print Kft. dolgozóit dicséri.

A könyv természetesen nemcsak „országjáróknak” ajánlott, hanem mindenkinek, akit érdekel hazánk földtani felépítése általános iskolai felső tagozatos diáktól a dédnagypapák, dédnagymamáig, de egyben kitűnő lehetőség az angol nyelv tanulására is.

A könyv elfogyott, a második kiadás előjegyezhető a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában (1143 Budapest, Stefánia út 14.) vagy megrendelhető levélben és e-mailen (library@mafi.hu). Vidékre a szállítás postai utánvétellel történik, melynek költsége a vásárlót terheli.

HORN János

Könyvajánló

A Typotex Kiadó tájékoztatása alapján, hogy az elektronikus könyvoldal (interkönyv) angol nyelvű felületén elérhető és megvásárolható a könyv, amely TÓTH professzor hazai ELTE-n folytatott hidrogeológiai tevékenységének eredményeit foglalja össze. A könyv címe:

From the artesian Paradigm to basin Hydraulics The Contribution of József Tóth to Hungarian Hydrogeology

A link:

<http://www.interkonyv.hu/konyvek/en/From%20the%20artesian%20Paradigm%20to%20basin%20Hydraulics>

MÁDLNÉ SZÓNYI Judit

Megjelent HARTAI Éva:

A változó Föld

című könyvének második kiadása. A könyv a társulati tagok számára 40%-os árengedménnyel, 3675 Ft-os áron megrendelhető a következő címen:

<http://www.vendegvaroutikonyvek.hu/shop/ismeretterjesztes/a-valtozo-fold/1516/>

Kedves Kollégák! Szeretnénk felhívni figyelmüket a közel-múltban a Taylor and Francis Kiadónál megjelent könyvünkre: M. NAGY Noémi, KÓNYA József:

Interfacial chemistry of rocks and soils

A könyvről bővebb információt az alábbi weblapon kaphatnak:

http://www.crcpress.com/product/isbn/9781420091328;jsessionid=A7V-JcxRFZzfUNuuRmA2qg**

a szerzők